石油地质学进展

高等学校教学参考书

赵重远　主编

地质出版社

高 等 学 校 教 学 参 考 书

石油地质学进展

赵 重 远 主编

地 质 出 版 社

内 容 简 介

本书以专题形式分别论述了干酪根地球化学、固体有机质光学研究、油气运移、碎屑储集岩孔隙结构、碳酸盐岩储集层、浊流沉积和三角洲沉积与油气聚集、非构造圈闭、泥岩压实原理与应用、逆冲断层与油气、沉积盆地成因与演化等十一个目前石油地质研究和油气勘探中提出的比较重要的问题。在内容上既照顾到了与高等院校石油地质学专业现行石油地质学教材的衔接和基本知识的扩充，也充分注意到了上述11个方面目前研究的新进展。

本书以高等院校石油地质学专业本科生为主要阅读对象，同时也适于该专业研究生学习，并可供生产、科研部门的石油地质工作者和石油地质学专科师生参考。

※ ※ ※

本书受地质矿产部石油地质教材编审委员会委托，由关士聪、王燮培、张万选、高纪清组成评审组，1986年 9 月在西安经该评审组审定同意作为高等学校教学参考书出版。

※ ※ ※

高等学校教学参考书

石油地质学进展

赵重远 主编

*

责任编辑：张桂珍 袁学勤 程业彰

地质出版社出版

（北京西四）

地质出版社印刷厂印刷

（北京海淀区学院路29号）

新华书店总店科技发行所发行

*

开本：787×1092 1/16 印张：17 字数：398,000

1988年 4 月北京第一版・1988年 4 月北京第一次印刷

印数：1—1,255册 定价： 2.85 元

ISBN 7-116-00147-6/P・131

前　言

本书是受地质矿产部高等院校石油地质教材编审委员会的委托，为石油及天然气地质学专业学生编写的一本教学参考书。本书取名《石油地质学进展》，虽然是试图对近些年石油地质学在某些方面的发展进行比较系统的介绍和总结，但因它是一本教学参考书，在相当大程度上必得考虑它与现行石油地质学教材的衔接和对后者的延拓。为此，还用了相当篇幅加深和扩张了石油地质学的基础知识。其目的是希望能为学生奠定一个比较宽厚和坚实的石油地质学基础，并在此基础上对本学科的新进展能有所了解。

本书共选编了十一个专题。它们按章排列，有一定的系统性，但每章基本上又是独立的，可以连续阅读，也可以独立阅读，不受前后关系的影响。

最近十几年，石油和天然气成因的研究有突破性进展。其核心问题乃是形成石油和天然气的物质——干酪根演化的地球化学。另外，在有机地球化学研究中，从煤岩学中引进了用镜质体反射率研究有机质成熟程度的方法。它不仅可以确定有机质的成熟度，而且还可用以估测古地温以及研究沉积和构造发育历史等问题。本书在一、二两章分别介绍了以上两个方面的内容。

随着新的生油理论的建立和因泥岩压实引起异常压力的发现和研究。最近十几年油气运移方面的理论研究有很大发展。泥岩压实问题的研究不仅为油气的初次运移提供了理论和实际依据，而且在油气资源预测、沉积历史和构造形成研究等方面有重要用途。因此将它列为第九章内容并在第三章中多次应用。第三章讲到泥岩压实问题时着眼于其原理的应用，第九章讲泥岩压实则偏重其形成机理和具体应用方法的介绍。

本书第四、五两章分别介绍了碎屑岩储集层和碳酸盐岩储集层。碎屑岩储集层在现行石油地质学教材中一般都有较详细的论述。本书着重从碎屑岩储集层的孔隙结构方面阐述沉积作用和成岩后生作用对其储集性能的影响，孔隙结构对油气运移和储集的控制作用以及对油层残余水饱和度的影响。碳酸盐岩储集层在现行教材中所占分量一般较少。为了适应我国特别是南方地区对碳酸盐岩地层中油气的勘探，本书对国外在这方面的研究做了比较详细的介绍。

浊流和三角洲沉积在油气勘探中所占的重要地位日益被人们所重视。为了使学生对二者的形成环境、形成原理、类型划分和典型结构特征有一正确和完整认识，本书分别在第六、七两章着重叙述了二者的基本知识及其与油气的关系。

本书第八章讲的是非构造圈闭。第十章讲的是逆冲断层及其与油气的关系。这两个问题都是目前油气勘探中研究的重要课题，具有十分重要的现实意义。在非构造圈闭一章还着重介绍了非构造圈闭的勘探方法；在逆冲断层一章还论述了我国的逆冲带及其含油气远景。这对加深学生对这两个问题的认识并使之与实际相结合是有益的。

本书的最后一章，即第十一章，讲的是沉积盆地成因和演化及其所处的大地构造环境和赋存的油气资源。目前在石油地质研究中，含油气盆地作为油气生移聚散的一个基本单位，可能发展成一门新学科——含油气盆地地质学。沉积盆地的成因和演化则是含油气

地研究中的一个基本问题。本章对这一问题的研究现状作了较系统的介绍，目的是使学生对这一问题能有一个正确和全面的了解。

本书各章分别由以下作者执笔：第一章罗铸金；第二、五章祝总祺；第三章邸世祥；第四章曲志浩；第六章梅志超；第七章陈景维；第八章王定一；第九章陈荷立；第十章汤锡元；第十一章赵重远。最后由赵重远统一修改定稿。

该书承蒙关士聪、高纪清、陈荣书和王燮培等教授评审，提出了许多宝贵意见；在此向他们表示衷心的谢意。本书插图由西北大学地质系绘图室刘仰枢、骆正乾、王月华和郭旗等同志清绘和植字，也在此向他们表示感谢。

编　者

1987年2月

目　录

第一章　石油和天然气生成的地球化学

石油生成问题研究的重大突破，导致了石油地质-地球化学和油气勘探工作的重大进展。同时，也形成了一门新兴的学科——石油有机地球化学。石油有机地球化学涉及的内容很广，本章拟以生油母质——不同类型干酪根特性的介绍为基础，着重讨论干酪很热解的动力学和生油过程中烃类产物构型的变化两个问题（有机质演化的地热史在第二章介绍），冠以"石油和天然气生成的地球化学"进行叙述。

第一节　不同类型干酪根的特征

大家知道，微生物、水生动植物和陆生高等植物的残体是形成干酪根的先源物。由于这些生物生存的环境各异，其组成差别颇大，各类有机残体的混合比例和后期经历的变化又各不相同，因此，自然界存在的干酪根无论化学组成还是其他性质都呈现出复杂多变的特点。但是，研究发现，这些复杂多变的干酪根，依其某些性质可粗略地划分成不同的类型。不同类型的干酪很，生成油气的潜力差别很大。目前，研究干酪根主要是以光学方法（各类显微镜）鉴定可识别的有机碎屑或显微组份；物理方法（电子衍射、X射线、磁共振、红外吸收光谱等）研究其结构和有关的官能团；化学方法（元素分析、热解、氢解、氧化、还原、水解等）研究其化学组成和有关的基团。此外，还根据干酪很天然热解烃类产物的特征研究其性质。各种方法往往只涉及干酪根的某一个侧面，人们也就根据这"某一个侧面"来划分干酪根的类型。光学方法获得的是煤岩学和孢粉学的特征，可以说明干酪根的来源或成因。物理的和化学的方法研究的是干酪根的整体性质，是地球化学的特征。这类特征在确定先源物方面不及前者，但从油气生成的观点看，地球化学特征具有重要意义。本章重点介绍地球化学方面的特征。

关于干酪根的分类，流行最广的仍是Ⅰ、Ⅱ、Ⅲ型（Tissot，1974）的分法。不同学者划分类型的标准不一，所用术语也不尽相同（表1-1），同一名称下的干酪根常常并非同一类东西，这颇特别注意。此外，需要指出，近年来国外有一种四分的趋势，即分为Ⅰ、Ⅱ、Ⅲ、Ⅳ（或$Ⅲ_b$）四种类型（图1-1）。Tissot也采用了这种分法。面1-1中的Ⅳ型干酪根，H/C原子比低于0.5，O/C原子比大致高于0.1，主要是含碳量高的高缩合的芳香族结构，来自氧化了的腐殖质、惰性质及再沉积的碳质物质。这类干酪根不具生油能力。

下面，我们按Ⅰ、Ⅱ、Ⅲ型的分法进行叙述。

一、镜下特征

镜下的观察表明，不同类型的干酪根其外形和结构有明显的差别（图1-1）。Ⅰ型（藻型）干酪根在镜下多呈云雾状，无定形，为藻类残余物构成；Ⅱ型（类脂型）轮廓清楚，易于识别，多呈圆形，主要由孢子、花粉构成；Ⅲ型（木质-腐殖型）多呈长条状，具棱

表 1-1 不同类型沉积有机质的常用术语及大致的对应关系

(据Hunt,1979,略改)

	腐泥型			腐殖型	
干酪根(据透射光)	藻质型	无定形型	草质型	木质型	煤质型
煤显微组份(据反射光)	类脂组(壳质组) 藻质体	无定形体	孢子体 角质体 树脂体	镜质组 结构镜质体 无结构镜质体	惰性组 丝炭体 微粒体 菌粒体
干酪根(据演化途径) H/C O/C	Ⅰ、Ⅱ型* 1.7—0.3 0.1—0.02		Ⅱ型 1.4—0.3 0.2—0.02	Ⅲ型 1.0—0.3 0.4—0.02	Ⅲ或Ⅳ型 0.45—0.3 0.3—0.02
有机物来源	海洋、湖泊生物		陆生植物	陆生植物	陆生植物和角沉积有机物
油气产物	主要是油		油和气	主要是气	不生油,少量气

* 新近查明、部分无定形干酪根为Ⅲ或Ⅳ型。

角,可见纤维状结构,主要由植物碎屑构成。相应的化学结构如图1-1所示。

二、无效碳和比重

干酪根主要由碳、氢、氧元素组成。占比例最高的碳原子主要存在于下列结构中:(1)芳香片叠合成的核;(2)核周围桥状和表面取代的基团;(3)结构间隙中截获的游离分子。在热演化过程中,(2)、(3)两部分结构脱离干酪根母体转化成油气及有关产物。干酪根中能转化成油气的碳称为有效碳。但是,组成芳香核的碳原子结合比较牢固,转化成油气的份额很少,在热演化过程中绝大部分最终转化成碳质残余物。这部分难以转化成油气的碳叫无效碳或"死碳"。干酪根中无效碳比例的高低,与其生油能力关系极大。研究表明,不同类型干酪根无效碳的含意不同(无效碳含量亦随成熟度增加)。如果以样品在氮气中在900℃下热解1.5小时残余的碳作为无效碳,那么根据样品的总有机碳(C_T)和残余有机碳(C_R)的关系,可以鉴别干酪根的类型。根据Pad(1982)的研究,以低成熟的干酪根而言,Ⅰ型C_R/C_T比值低于0.4,Ⅱ型在0.4—0.65之间,Ⅲ型高于0.65。随成熟度增加,各类干酪根的无效碳均增加,C_R/C_T比值逐渐趋近于1.0。

研究表明,不同类型干酪根具有不同的比重范围。Ⅰ型干酪根的比重较低,Ⅲ型则较高。据此,不仅能鉴别干酪根的类型,还能区分生油能力高的富氢无定形干酪根和生油能力低的贫氢无定形干酪根(表1-2),此外,还能确定干酪根中生油能力不同的部分。表1-3是根据Kinghorn 和Rahman(1983)的资料,三种类型干酪根不同比重范围转化成液态烃的转化率。

贫氢无定形干酪根在比重和转化成液态烃的能力方面与Ⅲ型干酪根相同,与属于Ⅰ型或Ⅱ型的富氢无定形有别,这是镜下观察难以区分的。

干酪根的比重也随成熟作用而增高。这一方面是因为某些脂链状和脂环状结构逐渐脱离干酪根母体转化成油气,另一方面,构成干酪核的芳香片由无序排列逐渐变成有序排列,层间距减小,致使其比重随成熟度增加。图 1-2是不同类型干酪根的比重与镜质体反射率(R_o)关系图。这个图与人们熟知的以H/C、O/C原子比为基础的Van Krevelen演化

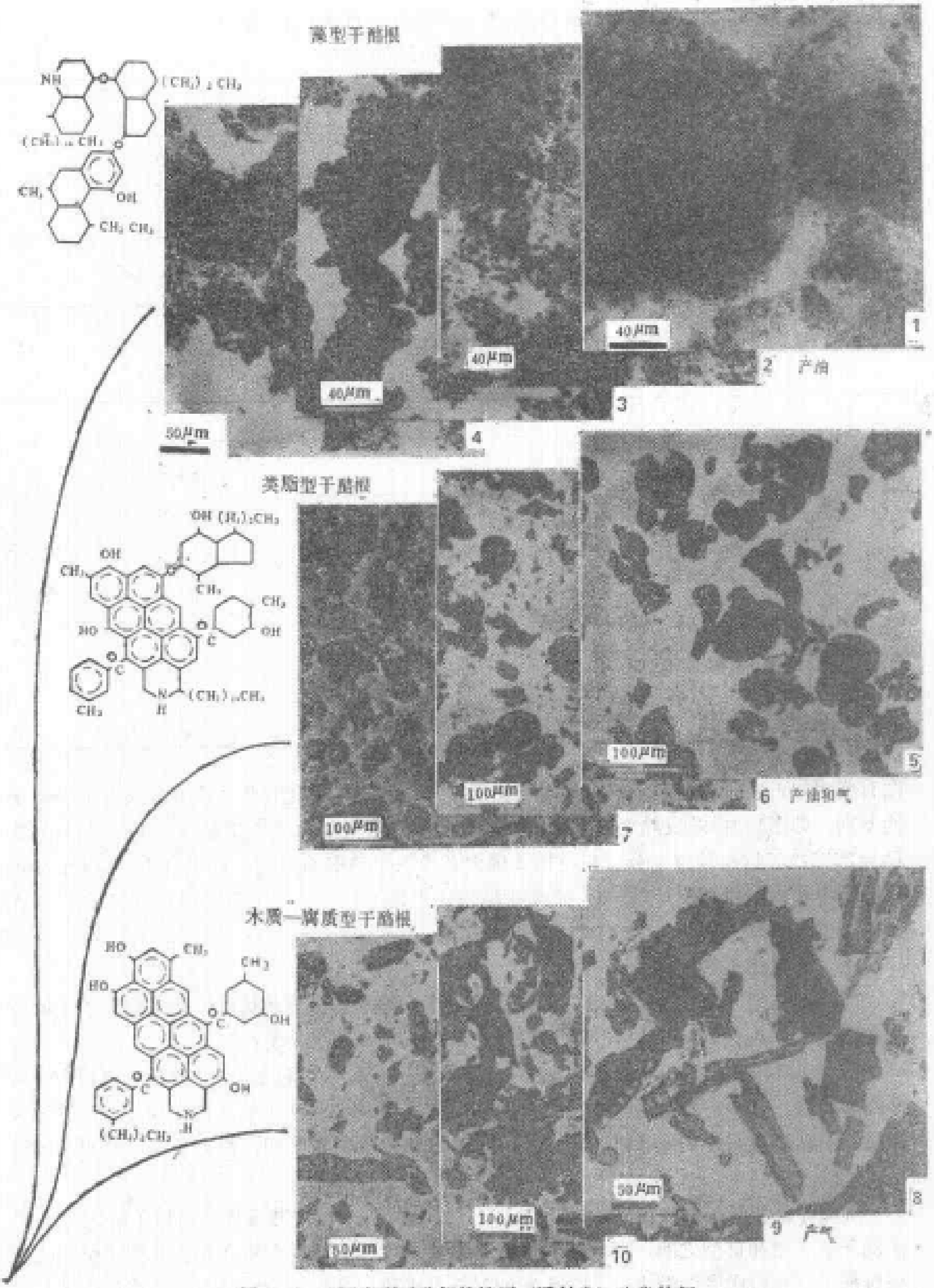


图 1-1　不同类型干酪根的镜下（透射光）分类特征

（据Combaz，1980）

1—4为Ⅰ型（藻型）干酪根，1.利比亚白垩纪（G×250）；2.卡萨芒斯海土仑期，（G×250）；3.挪威海启莫里期，（G×160）；4.英国启莫里期（G×160）。5—7为Ⅱ型（类脂型）干酪根，5.孢子（马达加斯加侏罗纪），（G×125）；6.孢子（撒哈拉晚泥盆世），（G×90）；7.花粉（阿基坦里阿斯世），（G×125）。8—10为Ⅲ型（褐煤、腐殖质）干酪根，8.植物碎屑（爱尔兰里阿斯世），（G×160）；9.植物碎片（卡萨芒斯海乌斯特利赫特亚期），（G×100）；10.植物碎屑（挪威海里阿斯世），（G×160）

表 1-2 不同无定形干酪根的H/C原子比和比重

（据Kinghorn等1983年资料编制）

样品序号	干 酪 根	H/C原子比	比 重
1	富氢无定形	1.22	1.28—1.34
2	富氢无定形	1.25	1.28—1.34
3	富氢无定形	1.30	1.28—1.34
4	贫氢无定形	0.91	1.53—1.65
5	贫氢无定形	0.54	1.65—1.77
6	贫氢无定形	0.52	1.65—1.77

表 1-3 干酪根不同比重部分转化成液态烃的最大转化率

（据Kinghorn等，1983）

比 重	干 酪 根		
	Ⅰ型	Ⅱ型	Ⅲ型和贫氢无定形
1.28	80%	/	/
1.28—1.34	60%	/	/
1.34—1.45	10%	60%	/
1.45—1.53	/	35%	/
1.53—1.65	/	10%	40%
1.65—1.77	/	/	25%
1.77—1.81	/	/	10%
1.81—2.2	0	0	0
最大转化率	80%	60%	40%

图有些相似，它既表征出干酪根的类型又反映出干酪根的演化程度，但与其又有一个重要的差别，即图1-2中随成熟度的增加，三类干酪根比重增加的途径并未重叠在一起（直到R_o=2.0%）。这个特点十分有用，便于确定高成熟干酪根的类型，这是Van Krevelen演化图所不及的。根据图1-2资料，Ⅰ型干酪根比重位于1.45，Ⅱ型在1.34—1.65间，Ⅲ型则为1.53—2.10。

三、元素组成和结构

对不同类型干酪根的元素组成，不是按单个元素的含量而是按H/C和O/C原子比的形式来考察的。根据Tissot和Welte(1978）的研究，可分为三大类：

Ⅰ型干酪根原始H/C比较高，高于1.5；O/C比较低，一般低于0.1。这种干酪根含有较多的类脂质，特别是长链的结构（图1-3），而多芳核的和杂原子的结构较少。高比例的类脂质，可由藻类残体的选择性堆积，也可来自有机物生物降解的产物。Ⅰ型干酪根生油潜力很高。

Ⅱ型干酪根H/C原子比在1.5—1.0，O/C比为0.1—0.2，芳香族和杂原子结构所占的比例介于Ⅰ型和Ⅲ型之间，脂族结构主要是中等长度的脂族链和饱和环。Ⅱ型干酪根主要来自孢子、花粉或者浮游生物、微生物的混合有机质，是生油岩中分布最普遍的类型。

Ⅲ型干酪根H/C原子比低，低于1.0，O/C比较高，达0.2或0.3。这类干酪根含有大量的多环芳香核及杂原子结构；脂族结构包括来自高等植物蜡的长链结构、甲基基团及其他

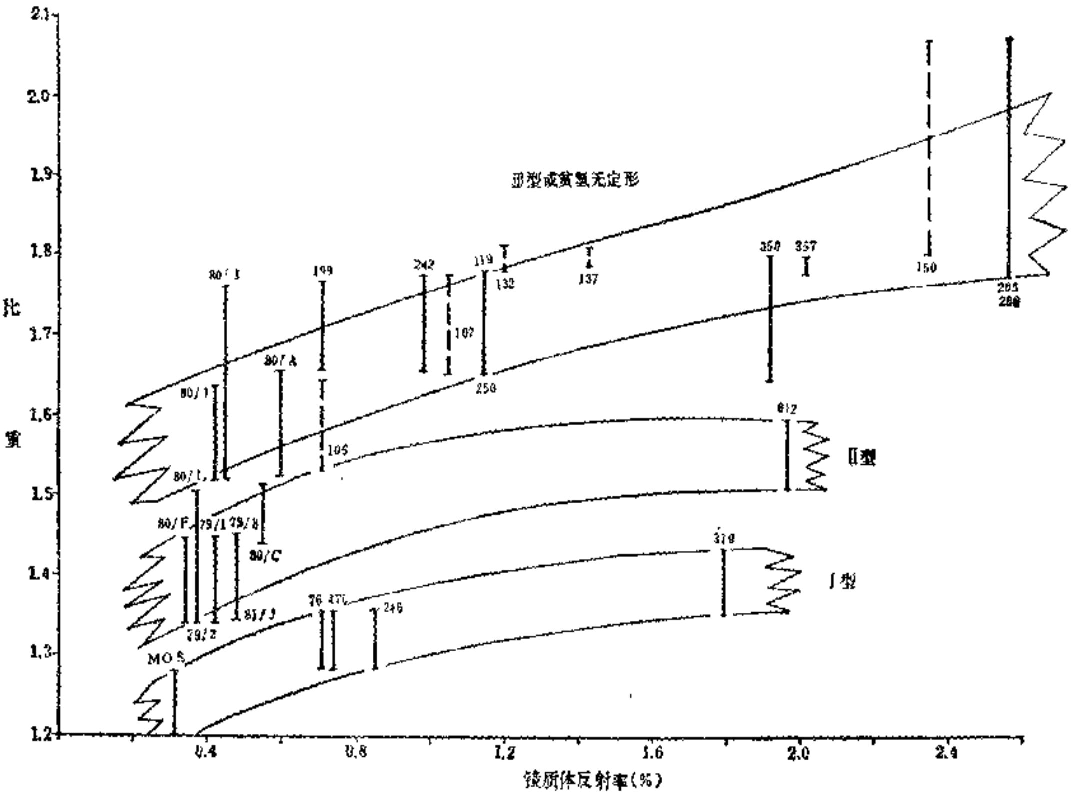


图 1-2 干酪根的比重与镜质体反射率关系图

（据Kinghorn等，1983）

（说明：1.柱子的高度表示比重范围，2.虚线柱子为贫氢无定形干酪根，3.柱子旁的数字或字母为样品号）

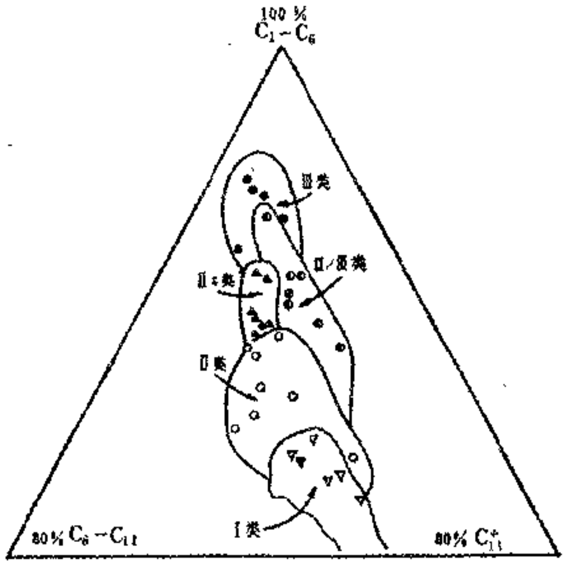


图 1-3 不同类型干酪根热解气相色谱的C_1–C_5、C_6–C_{11}和C_{12}^+化合物的相对丰度

（Ⅱs为主要来自孢子的干酪根）

（据Demebicki，1983）

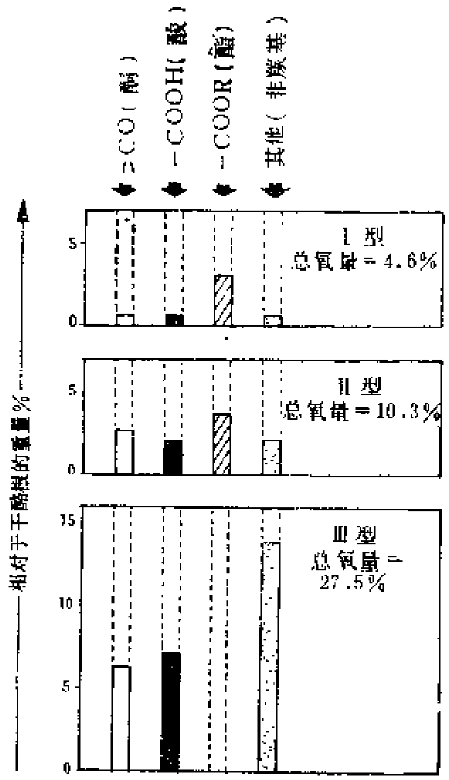


图 1-4　不同类型未成熟干酪根中氧的总量和存在形式
（据Robin，1975）

短链结构（图1-3）。Ⅲ型干酪根主要由陆生高等植物的残体构成，生油潜力低于Ⅰ型和Ⅱ型，但生气潜力却较高（这是相对于生成油气而言的，实际上三种类型干酪根直接生成甲烷的能力相差无几，只是Ⅰ型的生油能力比Ⅲ型高得多）。

不同类型干酪根中氧的总量不同，其存在形式也有差别（图1-4）。由图看出，由Ⅰ型至Ⅲ型，氧含量依次增加，并且，Ⅰ型中的氧主要以—COOR（酯）的形式存在，相反，Ⅲ型中却无酯基，氧主要与C＝O（酸、酮）及非羰基形式的结构如杂环、醌或醚、甲氧基等有关。

四、碳同位素（δ^{13}C值）

干酪根的碳同位素资料已经测定不少，但按类型的综合和归纳工作做得还不多。近年来，黄籍中（1980，1984）在这方面做了有意义的研究。他以四川盆地200多个样品的分析为基础，结合国内外其他地区的资料，阐述了不同类型干酪根的特征（图1-5），并提出了相应的类型标准。由图1-5可看出，三种主要类型干酪根的δ^{13}C值分布范围是重叠或过渡的，同时，它们各自又有一定的主要分布区间。图中表明，Ⅰ型干酪根相对富集轻同位素，δ^{13}C值分布频率较高的范围在－29——31‰，占Ⅰ型样品的59％；Ⅲ型干酪根则相对富集重同位素，δ^{13}C值为－24‰为样品占61％；Ⅱ型介于Ⅰ型和Ⅲ型之间，主要在－25——28‰范围，占64％。显示出不同类型干酪根的碳同位素组成存在差别。

生物死亡之后，由于生物化学作用，生物体中的脂肪、蛋白质、碳水化合物等生物大分子发生分解，继而缩合和聚合，逐步转化成不溶的干酪根。富啡酸（fulvic）、腐殖酸（hunic）和胡敏素（humin）这类腐殖物质是形成干酪根不同阶段的中间物。在形成干酪根的过程中，由于某些富含重同位素（^{13}C）的基团如羧基、羰基、酮基等被除去，以及缩聚作用所伴随的同位素动力学效应，致使产物富集轻同位素。在这一过程中，不同的环境或不同的先源物，其富集轻同位素的程度不同。根据Галимов(1980）的资料（表1-4），总的趋势是，海洋沉积中的腐殖物质（主要来自海洋生物）富集轻同位素最显著，滨海沉积物次之，土壤中的腐殖物质（主要来自陆生植物）其同位素组成变化较小，从而造成缩聚作用的最终产物干酪根，Ⅰ型的δ^{13}C值相对较低，而Ⅲ型相对较高的特点。

五、活化能分布

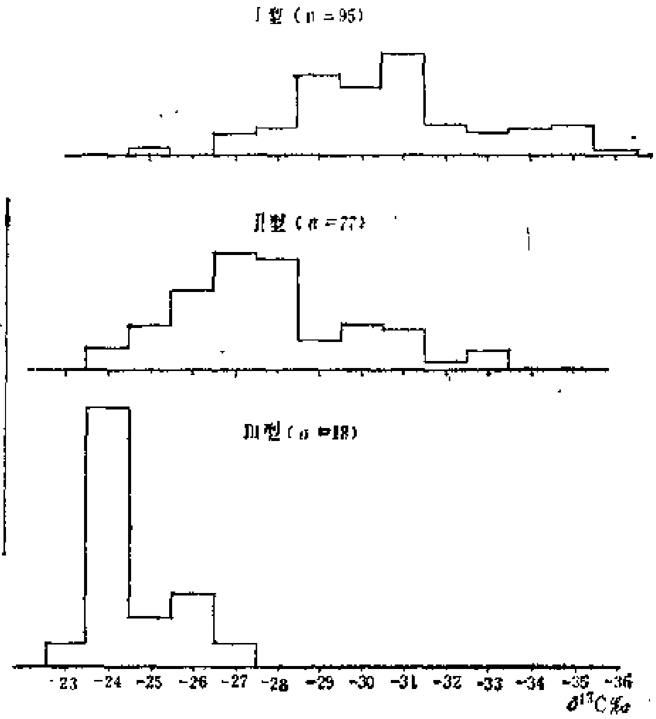


图 1-5　不同类型干酪根的$\delta^{13}C$值分布特征
（据黄籍中，1984）

表 1-4　不同沉积环境腐殖物质的碳同位素特征
（据 Галимов, 1980简化）

沉积物	$\delta^{13}C$ ‰（平均值）		
	富啡酸（FA）	腐殖酸（HA）	胡敏素（H）
大西洋沉积物		−25.0 $\Delta\delta^{13}C_{H-HA}=-0.8$	−25.8
太平洋沉积物	−20.4 $\Delta\delta^{13}C_{HA-FA}=-1.9$	−22.3	
滨海沉积物	−24.0 $\Delta\delta^{13}C_{HA-FA}=-1.1$	−25.1	
土　壤	−26.8 $\Delta\delta^{13}C_{HA-FA}=-0.7$	−27.5	

活化能是反应物分子转化成生成物分子的化学反应中的进行活化所需的能量。活化能的高低，同反应物化学键的特征及反应的性质有关。活化能越高，反应所需的温度越高。由于干酪根是一种非均质物质，含有多种类型的化学键，其活化能在N—80×4.1868×10^3J/mol广范围。因为干酪根结构和成油反应的复杂性，目前尚无法指出活化能数值与所解开化学键的一一对应关系，但已清楚，按活化能由低到高，化学键解开的顺序为：

a. 吸附键、氢键等弱键；

b. 酯、酮、酸等非共轭的杂原子键；

c. 饱和环中的或侧链中的C-C键；

d. 脂族链中任何一处的C-C键。

在干酪根热解成油中，上述 *a* 类和 *b* 类键的断裂虽可提供少量石油，但大量石油的生成主要同 *c* 类键的断裂有关。热成因烃类气体的生成，则主要是 *d* 类键断裂的结果。

研究表明，不同类型干酪根由于化学组成和结构上的差别，在热解成油化学反应中的活化能分布显示出明显的不同（图1-6）。图中横座标为活化能 E，(其单位为$n\times4.1868\times10^{3}$J/mol；纵坐标为干酪根可热解部分的分率。由图可以看出

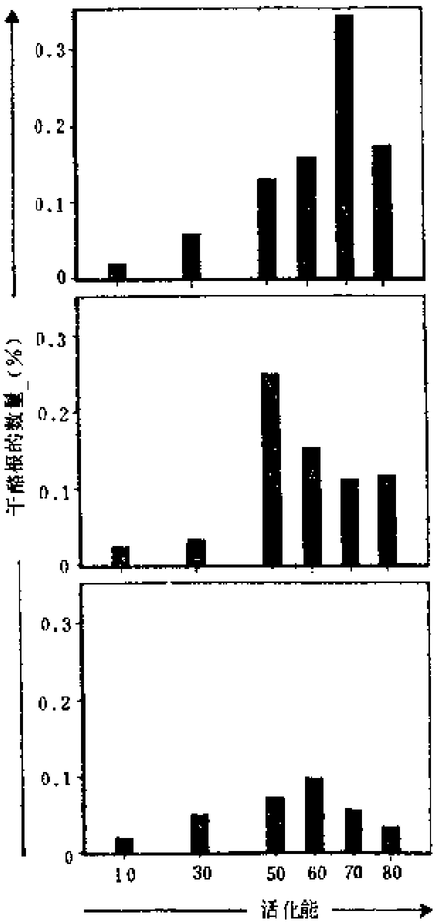


图 1-6 三种主要类型干酪根的活化能分布
（据Tissot等，1975）

Ⅰ型干酪根可热解部分的总分率高，达89.5%，显示出有高的生油潜力。Ⅰ型的活化能虽然包含有相当于弱键断裂的低值，但峰值明显，在$70\times4.1864\times10^{3}$J/mol附近。这是Ⅰ型中含有丰富的比较稳定的C-C键之故。同时，这也意味着Ⅰ型干酪根热解成油达到峰值段需要较高的能量，并且，所生成的石油将具有明显的脂肪族特征。

Ⅱ型干酪根可热解的总分率也高，但低于Ⅰ型而高于Ⅲ型，为69.5%。活化能分布也有峰值：在$50\times4.1864\times10^{3}$J/mol附近，表明达到生油峰值段所需的能量低于Ⅰ型，其烃类产物具有脂环族特征。

Ⅲ型干酪根可热解的分率较低，仅31.5%，显示出低的生油能力。活化能分布与Ⅰ、Ⅱ型有一定差别，峰值不突出，分布较为宽缓，低活化能部分占有重要比例。这意味着Ⅲ型干酪根的生成产物中将含有较多的杂原子化合物和生物标志物。

六、抽提烃的数量和特征

可抽提烃主要是干酪根热演化的产物，在地化研究中具有多方面的用途，同时也包含有相应先源物的某些信息。目前，直接研究干酪根的性质尚有不少困难，因此，利用抽提烃资料是一重要途径。

利用抽提烃研究干酪根性质时有些问题须要注意：(1) 自然界的干酪根常由多种生物遗体混合构成，混合的比例也是随机的，因此，相应的干酪根也必然打上“混合”的烙印；(2) 抽提烃的数量和特征不仅同干酪根的性质有关，还受成熟度的影响，未成熟或低成熟者，抽提烃反映干酪根的性质要好一些；(3) 抽提烃只占母源干酪根很少的比例（Ⅲ型更甚），同时，抽提时失去了低分子部分，高分子部分分析上尚有困难，一般只考虑了C_{12}—C_{35}部分；(4) 抽提烃是初次运移后的残余物，等等。因此，常有这样的情况，抽提烃反映的干酪根类型同整体分析的资料不完全吻合。虽然如此，从油气生成的观点出发，特别是在分子水平上探索干酪根的性质，追索石油烃的先源物时，抽提烃资料具有特殊的

意义。表1-5是三种典型干酪根抽提烃的数量和族组成资料。这些资料来自生油峰值附近但尚未经历二次裂解的样品。

由表1-5并结合干酪根元素分析等资料，Ⅰ型干酪根生油潜力较高，每克有机碳抽提烃达150mg，含有丰富的链式结构（57%），饱和环、芳香环及杂原子化合物相对较少；Ⅱ型的抽提烃量介于Ⅰ型和Ⅲ型之间，链式结构较少，环烷环和芳香环（包括环烷-芳香环）结构相当丰富，占抽提物的50%；Ⅲ型的抽提烃最少，显示出难以裂解的碳结构（“核”）占有较高的比例，核间及表面易裂解的碳结构相对较少。须要指出，Ⅲ型中来自陆生植物蜡等先源物的链式结构占有较高的比例（40%），与Ⅰ型（57%）有些相似。此外，仅从表1-5资料，Ⅲ型的杂原子化合物（29%）比Ⅱ型低得多，但若考虑Ⅲ型中低活化能部分

表 1-5 三种典型干酪根抽提烃的数量和族组成

（据 Tissot 等 1978和 Vandenbroucke，1980资料编制）

每克有机碳抽提烃量 (mg/g)		Ⅰ 型（绿河页岩）	Ⅱ 型（下托尔页岩）	Ⅲ 型（洛格巴巴页岩）
		150	100	70
抽提物族组成	饱和烃	67	26	47
	芳 烃	16	23	24
	饱和烃/芳烃	3.56	1.13	1.96
	杂原子化合物	28	51	29
总烃中各类烃的百分数	链烷烃	57	20	40
	环烷烃	21	40	28
	芳 烃	22	41	31

表 1-6 不同类型干酪根抽提烃的特征

（据 Hunt，1979简化）

生物标志化合物及烃产率	无定形型	草 质 型	木 质 型	煤 质 型
正烷烃奇偶优势				
C_{15}—C_{21}	奇碳优势		无优势	
C_{27}—C_{35}	偶碳优势或无优势		奇碳优势	
pr/ph	低(<1)		高(>3)	
pr/nC_{17}	低		高	
萜类化合物	低		高	
脂肪酸*				
C_{12}—C_{18}	高		低	
C_{24}—C_{36}	低		高	
烃产率				
C_1	高		中等	
C_2—C_{14}	高		低	
C_{15}^{+}	高		低	

* 脂肪酸不属烃类，保留供参考

占有重要比例，以及根据干酪根的H/C—O/C原子比演化图，不难理解，Ⅲ型中的某些杂原子（主要是氧）在演化作用的早期阶段已经从CO_2、H_2O等形式释放，表1-5资料不包括这部分杂原子产物。因此，Ⅲ型干酪根中原始的杂原子结构的比例应当是相当高的。这些情况说明，在理解不同类型干酪根的抽提烃特征，或者用抽提烃资料判断干酪根类型时，

切忌只根据烃类的某些比值就作结论，着必要根据多种资料综合考虑。表1-5中资料只是为便于叙述，绝非划分类型的标准，请读者注意。

除族组成外，现在已有可能在分子水平上研究不同类型干酪根热演化的烃类产物。表1-6是Hunt(1979)综合的不同类型干酪根抽提烃的特征。不同类型干酪根抽提烃的差别，主要与形成干酪根的生物的类别有关（成熟度也会影响），因此，研究烃类特征与其先源生物的关系便成为一个引人注目的课题。目前，人们常根据某些烃类（主要是生物标志化合物）的生源关系追溯其生源物或判断干酪根的类型，从而了解生油母质的生油潜力。表1-7列出一些烃类及其主要生源物供参考，这些资料收集的尚不完全。由于目前尚缺乏各类生物的化合物组成的知识，特别是有的化合物可由不同的生物合成，而同一种生物又能合成多种化合物，致使烃类的生源关系比表1-7所示的情况更为复杂。

表 1-7 某些烃类的生源关系

烃　类	特　征	主要生源物
正构烷烃	C_{12}—C_{18}有明显奇碳优势，C_{15}或C_{17}突出	蓝藻，绿藻
	C_{19}或C_{21}强优势	淡水植物
	C_{21}优势	甲藻，浮游动物
	C_{20}—C_{32}范围，C_{28}和C_{30}优势明显	硫酸盐还原菌
	C_{23}—C_{35}，C_{27}，C_{29}、C_{31}强优势	陆生高等植物，丛粒藻
	C_{23}—C_{25}丰富，但无奇碳优势	改造过的高等植物
异构烷烃（及异戊二烯型烃）	6、7和8—甲基十五烷	蓝藻
	C_{25}—C_{31}范围有奇碳优势的异—和反异烷烃	植物
	碳数范围广（可达C_{40}），在C_{20}—C_{30}无优势的异-和反异-烷烃	微生物，植物
	C_{14}—C_{20}异戊二烯型烃	高等植物，藻类，厌氧非光合细菌
	C_{21}—C_{26}异戊二烯型烃	嗜盐细菌
	C_{30}角鲨烷	嗜盐细菌，甲烷生成菌，动、植物
	C^{34}丛粒藻烷	丛粒藻
环烷烃（甾、萜烷）	藿烷系列的C_{27}—C_{35}五环三萜烷	蕨类植物，蓝藻，细菌
	C_{30}一齐墩果烷	高等植物
	$C_{30}r$一蜡烷	原生动物
	C_{20}三环双萜烷	高等植物
	C_{27}甾烷	动物
	C_{28}甾烷	真菌，原核生物
	C_{29}甾烷	高等植物
	C_{40}全氢β类胡罗卜素	高等植物，藻类

第二节　干酪根热解的动力学

石油的生成是一系列化学反应过程的结果。研究这一过程的动力学特征，有助于进一步揭示石油生成的机理，估算油气生成的数量，为提高油气勘探工作的效率创造条件。

干酪根热解动力学的研究已有多年历史，但自六十年代以来才有较大进展。从地球化学的观点来看，Tissot等（1969，1975），秋久国男等（1977，1979）及黄第藩等（1984）的研究较为系统。这是一个良好的开端。下面的讨论要涉及一些反应动力学方面的基础知

识，限于篇幅，这里只简要介绍有关单分子反应的机理和速度方程。有兴趣的读者可参考有关的教材或专著。

一、“单分子”反应的机理和速度方程

化学反应可按反应分子数分成不同类型。反应分子数指的是同时参加反应的分子的数目。按反应分子数，化学反应可分为单分子、双分于和三分于反应。单分子反应包括某些分子的分解和分子内的重排。这里介绍的单分子反应，事实上在其反应过程中，分子的活化和失活仍是在两个分于的碰撞中进行的，因此也叫准单分子反应。为方便起见，将单分子三字加上引号来表示。

“单分子”反应可表示为

$$A \longrightarrow B + R$$

A为反应物，B为我们感兴趣的产物，R为其他产物。当反应物分子A活化后有

$$A + A \xrightarrow{K_1} A^* + A$$

A^*代表活化分子。活化分于A^*进一步有两个去向

第一，失活（亦称退活）。活化分子是不稳定的，在来不及裂化或异构化之前，可按活化的逆过程失活

$$A^* + A \xrightarrow{K_2} A + A$$

第二，裂解（也可异构化）

$$A^* \xrightarrow{K_3} B + R$$

这样，可把“单分子”反应的机理归纳为

活化 $$A + A \xrightarrow{K_1} A^* + A \qquad (1\text{—}1)$$

失活 $$A^* + A \xrightarrow{K_2} A + A \qquad (1\text{—}2)$$

裂解 $$A^* \xrightarrow{K_3} B + R \qquad (1\text{—}3)$$

式（1—2）是式（1—1）的逆过程,式（1—3）和式（1—1）是连续过程,式（1—2）和式（1—3）是平行过程。总的反应速度可按产物B的生成速度来表示，从而写出速度方程

$$\frac{dC_B}{dt} = K_3 C_{A^*} \qquad (1\text{—}4)$$

式中 C_B为产物B的浓度；

t为反应时间；

K为比速系数；

C_{A^*}为A^*的浓度。

在反应中，活化分子的活性很强，很不稳定，总是生成多少又消耗多少，在反应体系中浓度甚微，变化幅度也不大，其他反应就是在活化分子A^*收支平衡和量入为出的“节奏”中进行的。这样的节奏就是所谓静定态或稳定态。据此，按静定态原理处理，有下列关系式

$$\frac{dC_{A^*}}{dt} = K_1 C_A C_A - K_3 C_{A^*} - K_2 C_{A^*} C_A = 0$$

很显然

$$C_{A^*}=\frac{K_1C_A^2}{K_3+K_2C_A} \qquad (1-5)$$

式（1—5）代入式（1—4）得

$$\frac{dC_B}{dt}=\frac{K_1K_3C_A^2}{K_3+K_2C_A} \qquad (1-6)$$

式（1—6）就是“单分子”反应的速度方程。

现在考虑此速度方程的两个极限情况。

第一，当$K_2C_A \gg K_3$时，式（1—6）可简化成

$$\frac{dC_B}{dt}=\frac{K_1K_3}{K_2}C_A \qquad (1-7)$$

这是一个一级反应的速度方程，表明该情况下的反应可按一级反应对待。

第二，当$K_2C_A \ll K_3$时，式（1—6）可简化成

$$\frac{dC_B}{dt}=K_1C_A^2 \qquad (1-8)$$

这是一个二级反应的速度方程，表明这种情况下的反应可按二级反应处理。

对于干酪根这样的多原子分子，分子在活化过程中取得了一份必要的能量，但这份能量要从整个分子集中到少数需要裂解开的化学键上，以便进行裂解反应，一般需要经历一个较长的过程。这就是所谓迟滞现象。由于这个现象的存在，活化分子A*大部分还未来得及裂解就在碰撞中失活了。同时，干酪根这样的分子，未活化部分的浓度（C_A）也是较高的，因此属于$K_2C_A \gg K_3$的情况，其速度方程如式（1—7）所示。这就是人们在宏观上常常把干酪根热解成油反应近似当作一级反应的理论依据。

二、干酪根热解的动力学特征

干酪根热解的动力学特征，是根据实验室加热干酪根所获得的资料来进行研究的。不同研究者所用样品、实验技术以及资料的处理不尽相同，难于进行比较。为叙述方便，下面以我国未成熟的茂名油页岩干酪根（简称茂名干酪根）的研究成果为基础进行介绍。

1．干酪根热解成油的动力学方程

干酪根热解成油的总反应可表达为

$$A \longrightarrow B+R$$

式中　A表示干酪根；B表示油气等可挥发产物；R表示残础等不挥发产物。

相应的速度方程为

$$\frac{dC_B}{dt}=KC_K^n \qquad (1-9)$$

式中　C_B为可挥发产物的即时速度；t为反应时间；K为比速系数；C_K为干酪根的即时速度；n为反应级数。

根据阿累尼乌斯方程$K=A\cdot e^{-\frac{E}{RT}}$，并代入式（1—9），得

$$\frac{dC_B}{dt}=C_K^n\cdot A\cdot e^{-\frac{E}{RT}} \qquad (1-10)$$

式中　A为频率因子；E为活化能；T为绝对温度；R为气体常数，其余符号同式

(1—9)。

在干馏根热解实验中，采用的是线性升温，反应温度与时间有下列关系

$$T=T_0+\beta t \tag{1—11}$$

式中　T_0为初始温度，β为升温速率。

微分式（1—11），得

$$dT=\beta dt \quad 即\ dt=\frac{dT}{\beta} \tag{1—12}$$

将式（1—12）代入式（1—10），经整理后有

$$\frac{dC_B}{dT}=\frac{A}{\beta}\cdot C_K^n\cdot e^{-\frac{E}{RT}} \tag{1—13}$$

式（1—13）即为干馏根热解反应的动力学方程。将式（1—13）两端同除C_K^n并取对数则有

$$\lg\frac{dC_B/dT}{C_K^n}=\lg\frac{A}{\beta}-\frac{E}{2.303R}\cdot\frac{1}{T} \tag{1—14}$$

显然，式（1—14）是一直线方程。通过差热或热重分析等可求得挥发产物的量及温度等参数n。可假定不同的数值。如果假定的n值正确，那么$\lg\frac{dC_B/dT}{C_K^n}$对$\frac{1}{T}$作图应得一条直线，并可求得相应的E、A值。

2．干馏根热解的失重速率和转化率同加热温度的关系

图1-7和1-8是茂名干馏根不同温度下的失重速率和转化率曲线。

由图1-7看出，茂名干馏根的热失重速率在350—360℃之前相当低，之后迅速增高，至432℃达极大值。此后，失重速率急剧下降，大致在475—480℃时，温升幅度不到50℃的情况下，其失重速率值回降到350—360℃时的水平。温度继续升高，失重速率继续降

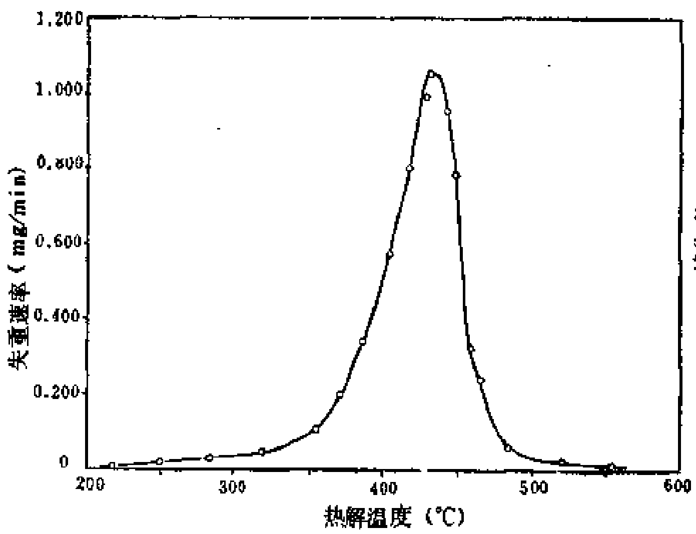


图 1-7　茂名干馏根的热失重速率与温度的关系曲线
（据杨继涛，1984）

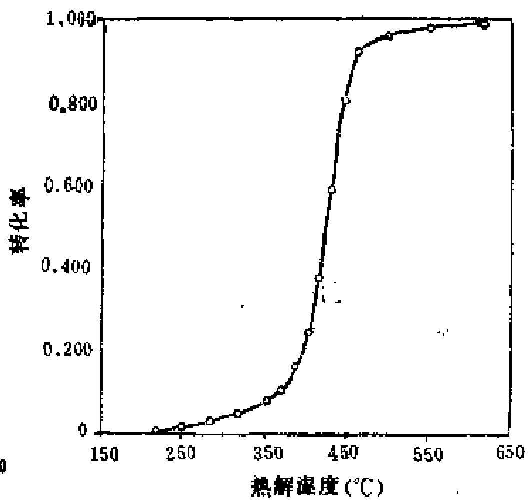


图 1-8　茂名干馏根的热转化率与温度关系曲线
（据杨继涛，1984）

低，逐渐趋近于零。

图1-8表明，茂名干酪根的初始热解温度为176℃。在350℃前，热转化率随温度的升高增加十分缓慢，364℃的转化率仅为0.1。之后转化率迅速增长，450℃时已超过0.8。在500℃之后，转化率的增长又转入十分缓慢的阶段。具有这种裂解曲线的聚合物，其侧基取代基的键能比主体的键能小，在主体未裂解时已先发生消除反应，在主体上则形成双键、成环或交联，长期加热则部分碳化。这同人们熟知的干酪根的结构特点是吻合的。

按图1-7和1-8，茂名干酪根的热解过程可粗略的分为三个阶段，即350℃前的低转化阶段，350—480℃的高转化阶段（其中，转化率在432—440℃开始降低），以及480℃以上的裂解趋于结束的阶段。表1-8是茂名干酪根的热解动力学特征值。

表 1-8 茂名干酪根的热解动力学特征值

（据杨继涛等，1984）

初始分解温度（℃）	176
失重速率峰值温度（℃）	432
失重速率峰值mg/min	1.056
转化率＝0.1时的热解温度（℃）	364
转化率＝0.5时的热解温度（℃）	426
转化率＝0.9时的热解温度（℃）	458

3．干酪根热解成油反应的级数

以往，人们在宏观上将干酪根的热解反应视为总包一级反应。但是，近年来，秋久国南（1977）、杨继涛（1984）和黄第藩（1984）等的研究表明，干酪根热解成油的整个反应过程不能简单地用一级反应来概括。杨继涛等指出，“在页岩热解的不同温区内，页岩的热解反应表现出不同的动力学特征是合理的，仅仅采用单一的总包一级反应来描述这一过程是不够全面和准确的”。

图1-9是用茂名干酪根热失重资料绘制的 $\lg\frac{dC_B/dT}{C_K^n}$ 与 $\frac{1}{T}$ 关系图。由图看出，当 $n=1$ 时，图形不为直线。这表明，干酪根热解成油的全过程不能用一级反应完全概括。图1-9清楚显示，整个图形大致可分成斜率不同的两段直线，分界点的横座标为 $1.6\times10^{-3}K^{-1}$，相应的温度为350℃左右。这样，有必要按不同温区来考察。图1-10和1-11是图1-9曲线分段处理的结果。由图看出，在低于350℃温区，$n=0$时图形为直线，表明该温区干酪根的热解反应为零级反应；在350—480℃温区，$n=1.0$时图形为直线，显示出该温区干酪根的热解为一缓反应。实际上，温度高于350℃的温区，干酪根热解反应的级数并非一成不变，而是随温度略有增高。例如340—440℃温区为0.95级，440—480℃温区为1.11级，440—494℃温区为1.47级。干酪根热解过程中反应级数随温度的增高而增高，其原因在于当温度不太高时，干酪根大分子解聚生成重杂原子化合物，这是干酪根和油气之间的中间产物。活化的重质杂原子化合物象在“单分子”反应机理部分指出的那样，可以同时发生失活和裂解，前期，失活过程占优势，未活化分子的浓度也高，属于 $K_2C_A\gg K_3$ 的情况，表现为一级反应；随之，活化分子的裂解作用逐渐明显，反应的级数也略有增高。当然，在失重最显著的温区，即350—480℃范围，干酪根的热解近似于一级反应。

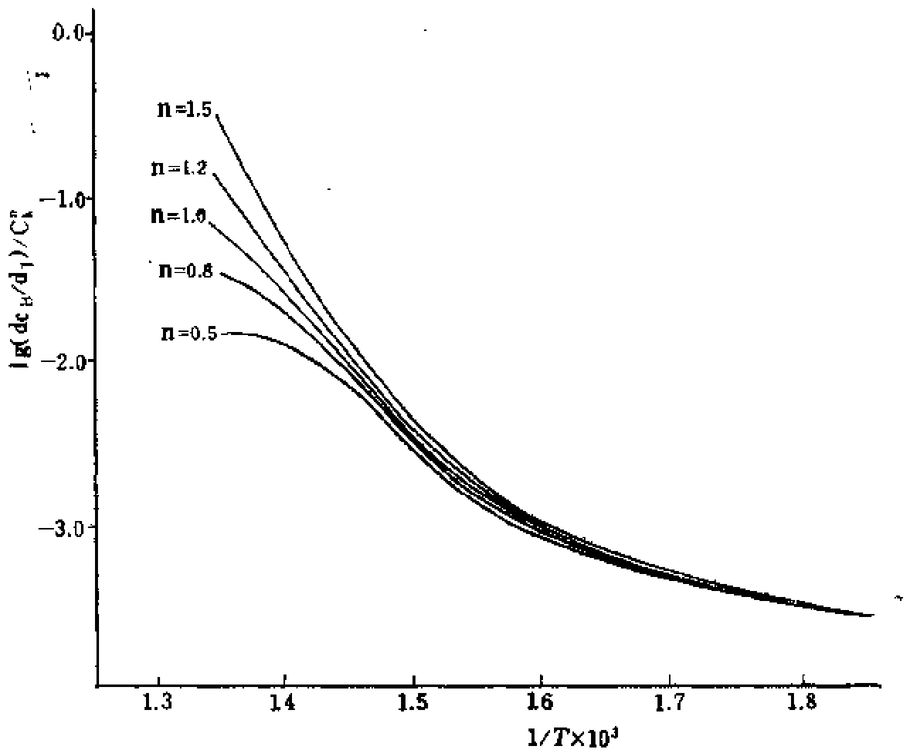


图 1-9　茂名油页岩M-1干酪根热重分析的$\lg\frac{dC_B/dT}{C_K^n}$与$\frac{1}{T}$关系图

（据黄第藩等，1984）

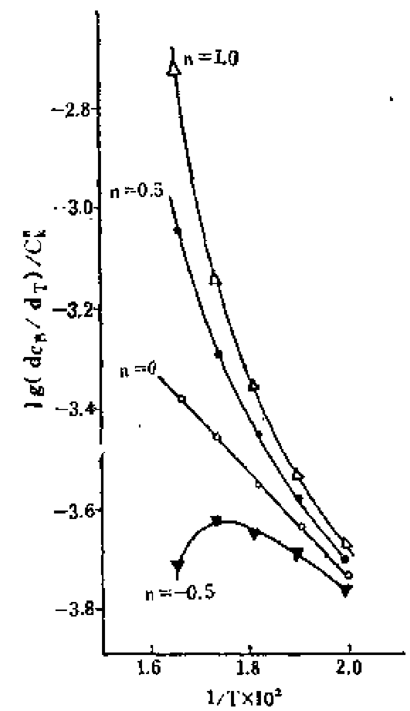


图 1-10　茂名干酪根热解温度低于350℃温区的$\lg\frac{dC_B/dT}{C_K^n}$与$\frac{1}{T}$关系图

（据黄第藩等，1984）

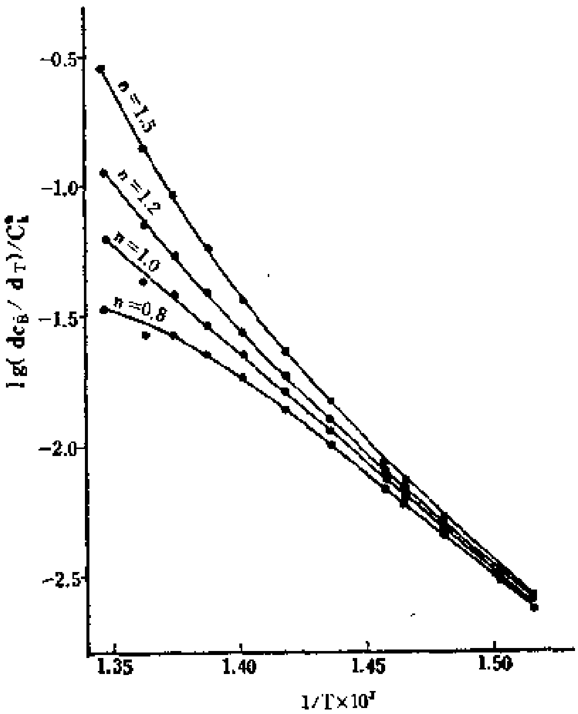


图 1-11　茂名干酪根热解温度为350—480℃温区的$\lg\frac{dC_B/dT}{C_K^n}$与$\frac{1}{T}$关系图

（据黄第藩等，1984）

4．干酪根成油反应的A、E值及成油机理模式

频率因子A和视活化能E是反应动力学方程中的重要参数。表1-9是近年来不同研究者所获得的茂名干酪根的A、E值。这些资料来自茂名不同油页岩样品，计算温区也不相同。由表看出，不同样品在相同温区的E值略有差异，显示出同一地层干酪根的不均一性，但总的来说相同温区的数值基本上是吻合的。同时，资料还表明，随温度增高，E值是增加的。在温度低于340—380℃时，E值仅为$4.67—8.41\times4.1864\times10^3$J/mol，说明此

表 1-9　茂名干酪根的热解E、A值

样　　品	温区（℃）	$E4.1864\times10^3$J/mol	As^{-1}	资料来源
茂名金塘矿	282—452	38.76	9.35×10^9	
茂名羊角矿	288—459	31.20	4.67×10^7	（王剑秋等）
茂　4	300—500	26.521	0.1604×10^7	
茂　5	300—500	32.412	0.1393×10^9	（郭天民等）
茂名干酪根	<383	8.41	10.0	
	383—465	32.0	1.84×10^9	（杨继涛等）
	>495	1.50	0.082	
茂名油页岩	203—343	4.67	0.102	
M—1	343—480	40.2	2.45×10^{11}	
	340—440	38	—	（黄第藩等）
	440—480	46.1	—	
	440—494	50.6	—	

阶段的热解主要是若干弱键的断裂。这可能是干酪根大分子共聚物中联结基本结构单元的杂原子桥键，如醚键，酯键等的断裂，以及结构单元外围结合较弱的部分官能团的脱落，从而生成重质杂原子化合物和少量挥发物；继续升温至465—480℃，前期生成的杂原子化合物（包括干酪根）开始激烈分解，其中的链状及环状结构发生断链及裂环反应。由于C－C键的键能较高，因而热解反应的视活化能跃增至$32—46.1\times4.1864\times10^3$J/mol，温度超过480℃，主要是前期生成的半焦状固体残余物连续发生脱氢、聚合以及重排作用等过程，碳化程度不断增高。这符合低温时低能级的键先断裂，随温度增高，较高能级的键依次断裂的总规律。但是，需要指出，这里说什么温区具有何种结构的键可能发生断裂，并非它们统统都发生了反应。由于干酪根结构和聚集态的影响，相邻基团的静电作用及空间位阻会改变其反应能力。因此，化学键相同的结构并非在同一温区都参加了反应，只是在所指的温区内参加反应的比例高一些罢了。

综上所述，干酪根热解成油的整个过程可以归纳为图1-12所示的模式，它包含若干平行反应和连续反应，极其复杂。在温度不太高的阶段，键能较高的C-C键不易断裂，难以形成油气。此时，生成油气的这一步是总反应的控制步；温度升高，转化成油气的速度加快，干酪根转化成重质杂原子化合物的速度相对变慢。此时，干酪根解聚成重质杂原子化合物的步骤就变成了整个反应的控制步；在平行反应中，各反应也有难易之分。例如，芳香族结构上的去烃基反应，正构烷基的去除最难，其次为仲基和伯基。在正构基中，甲基的去除又最难。可以想到，在相同的温度下，它们的反应速度是不同的。

三、不同类型干酪根热解的特征

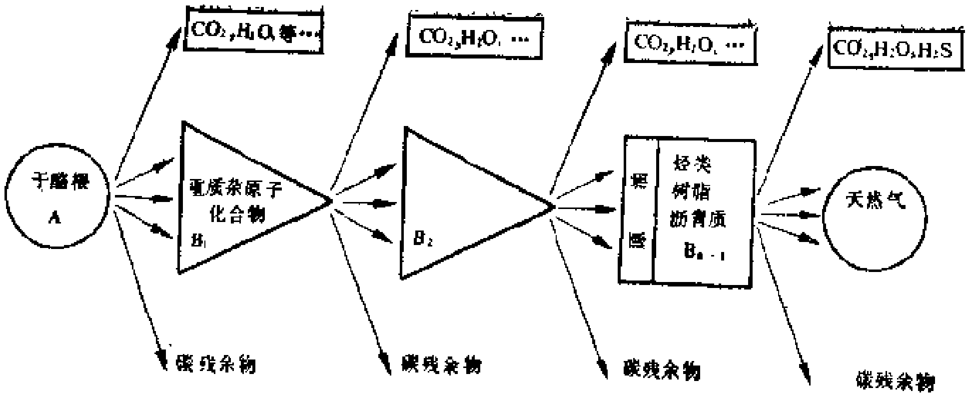


图 1-12 干酪根热解成油机理的模式

（据Tissot等1975）

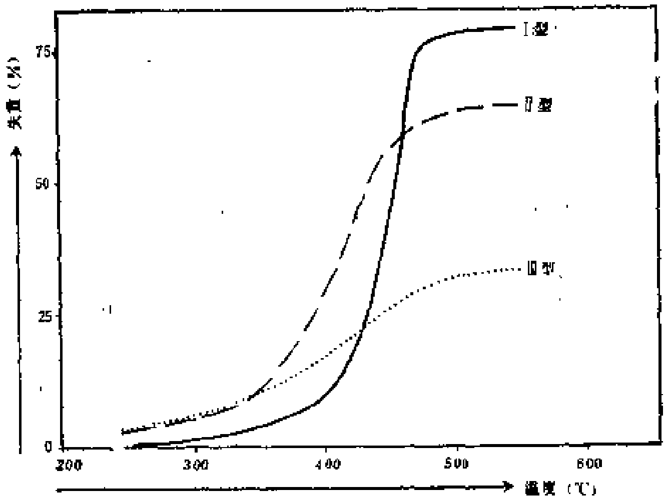


图 1-13 三种主要类型干酪根的热失重与温度关系曲线

（据Durand-Souron，1980）

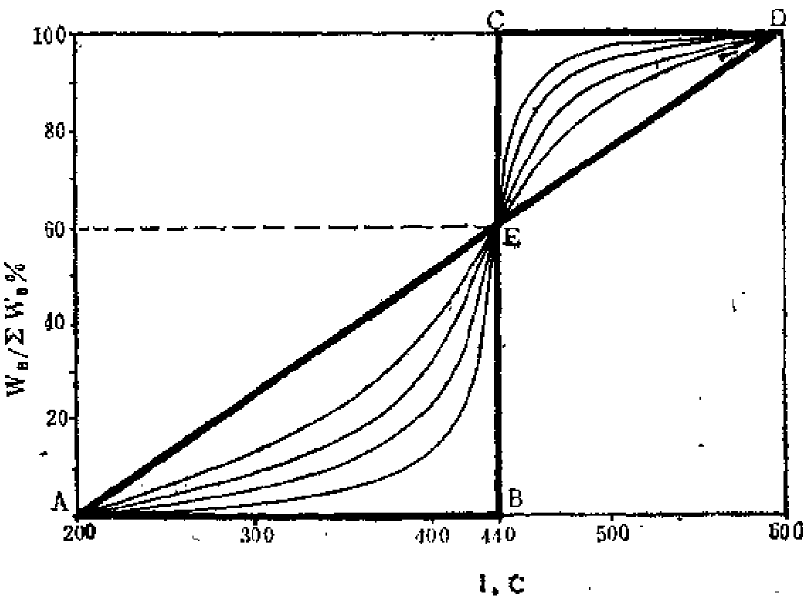


图 1-14 干酪根相对百分失重的理论抽象曲线

（据黄第藩等，1984）

前面介绍的是干酪根热解动力学的一般特征。研究表明，不同类型的干酪根其热解特征尚存在一些差别。图1-13表明，Ⅰ、Ⅱ、Ⅲ三种类型干酪根的热解总失重是不同的。其中，Ⅰ型最高，Ⅲ型最低。同时，三类干酪根热解曲线的形态也有差别。Ⅰ型可明显地分为三段，即低温区的慢缓上升段，中温区的急剧上升段和高温区的变化缓慢段；Ⅲ型干酪根的热解曲线三段差别较小，随温度缓慢上升；Ⅱ型介于Ⅰ、Ⅲ型之间。图1-14是根据抚顺煤样及茂名油页岩干酪根的实例资料，将不同类型干酪根热解曲线的这种差别作出的理论抽象线。图内的横座标为热解温度，纵座标为不同温度下的失重对600℃下总失重的比值，称为相对百分失重。图中的粗实线AED为极端Ⅲ型干酪根的热解失重轨迹，ABECD为极端Ⅰ型的轨迹。E点为失重速率最大的点，其横座标为440℃，纵座标为60%。不同类型干酪根热解曲线的这种差别，同其结构有关。极端Ⅰ型，其侧基取代基非常丰富，反应活化能有明显的峰值，热解温度低于440℃时，只有某些杂原子键断裂，干酪根解聚成分子量较大的碎片（重杂原子化合物），这些碎片不能挥发，未造成失重。热解温度达440℃时，初级裂解的碎片获得了足够的能量，失表全部取代基，在很窄的温度范围内失重急剧增加。极端Ⅲ型虽然也经历了类似的过程，但Ⅲ型干酪根芳核所占比例较高，取代基不及Ⅰ型丰富。由于芳核的共轭效应，热解时能使芳核侧链β断裂所形成的自由基较为稳定，因此，热解曲线表现为逐渐失重。此外，从图1-14还可看到，Ⅰ型干酪根大量生成热解产物的起始点（相当于生油门限点）易于确定，而Ⅲ型有时却较困难。值得注意的是，即使以相对失重20%或30%作为大量生成可挥发产物（油气）的起始点（门限点），Ⅲ型的起始点也早于Ⅰ型，相反，Ⅰ型的生油结束点（或结束温度）却比Ⅲ型早（或低）。从热解失重率与温度曲线上可见，Ⅲ型的曲线较为低平宽缓，而Ⅰ型却较“瘦高”。

第三节　有机质演化过程中烃类构型❶的变化

众所周知，在有机质成熟过程中，所生成烃类产物不仅其总量和某些单体成员间的相对丰度有所变化，而且现已查明，由于异构化作用的存在，某些化合物的构型也在发生变化，这是近年来石油有机地球化学研究和应用中取得较大进展的领域之一。下面介绍异戊二烯型化合物、甾烷和萜烷构型的变化。

一、异戊二烯型化合物

异戊二稀型化合物是研究和应用较早的生物标志化合物之一。在有机质演化过程中，pr/nC_{17}和ph/nC_{18}两个比值（优其是前者）呈现出逐渐降低的趋势，而pr/ph开始逐渐增加，当增至一定数值后发生倒转，随成熟度的增高而降低。我们在柴达木盆地侏罗系和辽河盆地第三系地层都曾观察到后一种现象。

与此同时，在热演化过程中姥鲛烷和植烷的构型也发生变化。由于姥鲛烷分子中有两个相同的手征性碳原子，即C-6和C-10，因此，它可以有三个立体异构体，一个左旋体，一个右旋体，一个内消旋体（图1-15）。等量的左旋体和右旋体可以构成外消旋体。根据缘河页岩和梅塞尔页岩的研究，在未成熟的母岩里，姥鲛烷主要是甚或完全是6(*R*)，10(*S*)内消旋体。巴黎盆地最大埋深700m的未成熟样品，这种内消旋姥鲛烷接近80%（图

❶ “构型”系指立体异构体之间原子或基团在空间的不同排列方式。本节需要的立体化学知识，有兴趣的读者请自行参考有关教材。

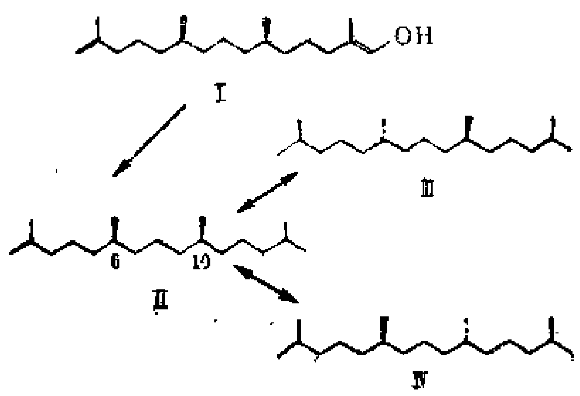


图 1-15 姥鲛烷的立体化学
（据Mackezie）

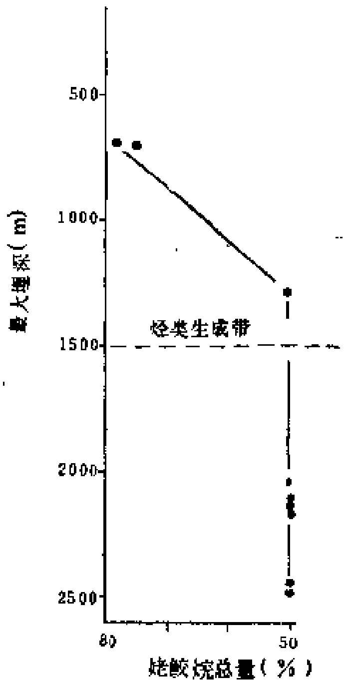


图 1-16 内消旋姥鲛烷比值随埋深的变化
（据Mackenzie等 1980，简化）

1-16)。随成熟度增高，由于在手性中心发生异构化作用，6(R)，10(S) 内消旋体的丰度降低，6(R)，10(R)和6(S)，10(S)异构体的丰度则增加。在接近门限深度时，生成比例为2:1:1的三种异构体的混合物（内消旋姥鲛烷占总量的50%）。进入生油门限之后，此比值不随成熟度变化，基本保持定值。这表明在接近生油门限时已达到异构化的平衡终点值。在热演化过程中，植烷也有类似的异构化趋势。

二、甾烷类化合物

甾烷类化合物是石油有机地球化学中研究较多的生物标志化合物之一，含有一个环戊氢化菲骨架，多数在C-10 和C-13 位分别有一个甲基，叫角甲基。在C-24 位上有一个R基（R=H，CH_3，C_2H_5），因此，这类化合物含有27—29个碳原子（图1-17）。在甾烷类化合物中有C-5、C-8、C-9、C-10、C-13、C_{14}、C_{17}和C-20共8个手性中心。由于C-10和C-13位上有角甲基，C-8和C-9位因B环/C环都是反式稠合没有构型变化，可能发生构型

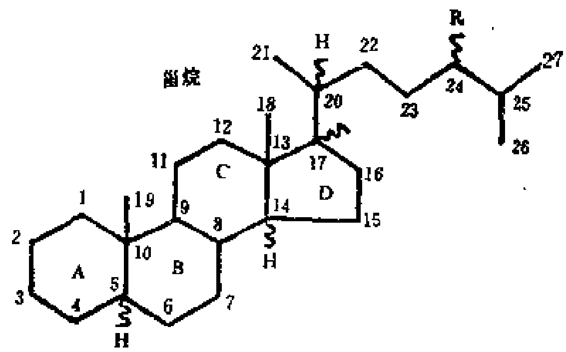


图 1-17 甾烷类化合物的结构和碳原子编号

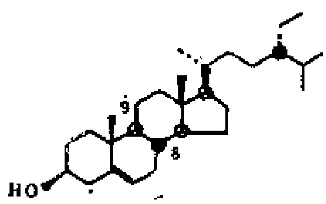


图 1-18 生物甾醇的构型
（据Mackenzie等，1981）

变化的只有C-5、C-14、C-17和C-20四个手性中心。当C-24位上的R基为CH_3或C_2H_5时，C-24位也有构型变化。

甾烷类化合物主要来自相应的甾醇。含27个碳原子的胆甾醇(C-3位有一个(—OH)基，C-5和C-6间为双键)是发现最早的一个甾醇。胆甾醇又被称做动物甾醇。麦角甾醇和谷甾醇分别含28和29个碳原子，它们又被称为植物甾醇。粪甾醇也含27个碳原子，但C-5位上的氢原子为β构型。

研究表明，生物甾醇几乎都具有14α(H)，17α(H)，$20R$构型（图1-18)。这是生物功能的需要。C-24位上的构型随生物而异。因此，在未成熟的沉积物里，甾醇脱水生成的所谓生物型甾烷，继承了生物甾醇的构型，为14α(H)，17α(H)，$20R$构型。在C-5位上，可为5α(H)也可为5β(H)，后者即为粪甾烷。对于C_{29}甾烷来说，C-24位可为$24R$也可为$24S$。

随成熟度增高，生物型甾烷将发生一系列变化，形成所谓地质型甾烷。例如，5α(H)-甾烷，在C-14、C-17、C-20和C-24位发生异构化作用，生成热力学上较为稳定的5α(H)，14β(H)，17β(H)-甾烷，致使在成熟度较高的样品里存在着占优势的地质型甾烷同生物型甾烷的混合物。在C-20和C-24位的构型，R型和S型各占一半（异构化终点），成为R型和S型两种异构体的混合物。此外，生物型甾烷C-10和C-13位上的角甲基还可发生重排作用，形成重排甾烷。

与正常甾烷不同，重排甾烷的角甲基在C-5和C-14位。由于重排甾烷的A环/B环为反式稠合，因此，容易发生异构化的手性中心是C-13、C-17和C-20。重排甾烷可有13α(H)，17β(H)，($20R$或$20S$)及13β(H)，17α(H)，($20R$或$20S$)两个系列。

生物构型向地质构型的转化主要同它们的热力学稳定性有关。热成熟作用总是有利于热力学稳定性差的生物构型向稳定性高的地质型转化。稠环化合物环稠合的热稳定知识告诉我们，六员环与六员环之间的反式稠合比顺式稠合稳定，即A、B两环间的反式稠合更稳定，也就是5α(H)系列比5β(H)系列稳定；而六员环与五员环之间的稠合，则是顺式更稳定，也就是C、D两环的顺式稠合比反式更稳定；C-17位为α构型时，烷基侧链与C-13位的角甲基用处于环平面一侧且相邻。这种因素的存在，使17α(H)型不稳定。因此，14β(H)，17β(H)系列比14α(H)，17α(H)系列稳定。此外，重排甾烷比正常甾烷稳定。在重排甾烷中，13β(H)，17α(H)系列比13α(H)，17β(H)系列稳定。归纳起来，在石油地化研究中常涉及的几种甾烷，其相对稳定性顺序如下：

异胆甾烷〔5α(H)，14β(H)，17β(H)〕>重排甾烷〔13β(H)，17α(H)>13α(H)，17β(H)〕>胆甾烷〔5α(H)，14α(H)，17α(H)〕>粪甾烷〔5β(H)，14α(H)，17α(H)〕。

现在介绍甾烷不同手性中心的构型沿剖面变化的实例。图1-19和图1-20是巴黎盆地的研究成果。采用的是C_{29}正常甾烷，即5α，14α，$17\alpha C_{29}$甾烷。(往后，为书写方便，括号中的H统统略去不写。后面的萜烷也一样)。

图1-19是C_{29}正常甾烷C-20位R和S构型的比值随埋深的变化。由图看出，在浅层，$20R$型占绝对优势，比值$20S/20R+20S$近于零。随成熟度增高，由$20R$占绝对优势逐渐地平稳地变成R型和S型相等。在2500m左右，该比值达到0.5。反映出随成熟度增高R型向S型转化。

图1-20是5α，14β，$17\beta C_{29}$甾烷同C_{29}甾烷总量的比值随深度的变化。由图看出，从未

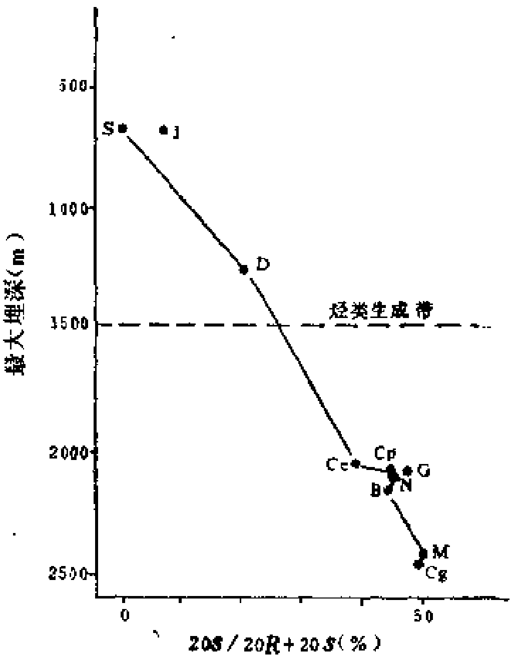


图 1-19　5α, 14α, 17αC₂₉甾烷20S/(20R+20S)比值随埋深的变化
（据Mackenzie等1980，简化）

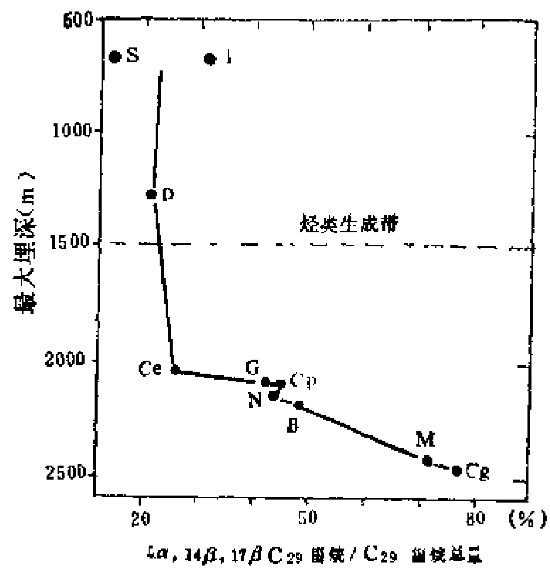


图 1-20　5α, 14β, 17βC_{29}甾烷/C_{29}甾烷总量随埋深的变化
（据Mackenzie等1980，简化）

成熟的浅层到进入了生油门限的2000m，该比值变化不大，保持0.25左右，超过2000m则随成熟度急剧增加，到2500m为0.75。

如前所述，甾烷构型在成熟过程中的变化，同它们的热力学稳定性有关。生物成因的甾烷具有 5α, 14α, 17α, 20R 构型，这种构型不稳定，在热力作用下会转变为较为稳定的20S型，因此出现了图1-19所示的景象；同样，14β, 17β型比14α, 17α 型稳定，在热成熟过程中存在图1-20的转化作用。但是，比较图1-19和1-20可以发现，R 型向S 型的转化在浅层业已开始，而αα型向ββ型的转化则开始于较深（2000m）地段，显示出αα 型向ββ型的转化比R型向 S 型的转化需要更高的能量。我国饶阳凹陷、沾化凹陷、临邑盆地及柴达木盆地旱 2 井的研究，都证实了甾烷构型的上述变化。

表1-10是柴达木盆地旱 2 井重排甾烷对 5α($C_{27}+C_{28}+C_{29}$) 正常甾烷的比值与样品埋藏深度的关系。该井的成熟门限在3300m左右，4100m进入生油峰值范围。由表1-10看出，重排甾烷对正常甾烷的比值随埋深由0.29增加到1.17，并且，增加较快的是在进入生油峰值范围的4100m之后，显示出重排甾烷比正常甾烷稳定。

关于甾烷C-24位构型的变化，由于色-质联用仪一般分析条件下不能很好地分辨 C-24 位的异构体（可用核磁共振分析），因而研究较少。根据绿河页岩、下托尔页岩和怀俄明逆掩断层带白垩纪页岩的研究，在未成熟的页岩里，主要是24S 型，随成熟度增高，24S 减少而 24R 增加。例如，(20R)-24-甲基-5α, 14α, 17α 胆甾烷(C_{28})，在最大埋深浅于1000m的层段，24S占优势；深于1000m的层段则是24S和24R两种异构体各占一半。甾烷C-24 位的异构化进程，同内消旋姥鲛烷大致相当，异构化最快的是在进入生油门限之前的浅部地层。

甾烷类化合物在热演化过程中除上述的异构化作用和重排作用之外，还可发生构化和

表 1-10 旱2井重排甾烷/5α($C_{27}+C_{28}+C_{29}$)甾烷比值与样品埋深的关系

(据黄第藩等，1984)

井　　深 (m)	比值	井　　深 (m)	比值
1716—1920	0.29	4243.44—4248.58	0.86
2340—2539	0.36	4452—4649	1.06
3601—3650	0.62	4901—5200	0.82
3651—3800	0.46	5457—5600	1.03
3952—4000	0.66	5601—5806	1.17

裂解作用。芳构化作用的产物芳甾烷已属芳烃的范畴。限于篇幅，这些内容就不一一介绍了。

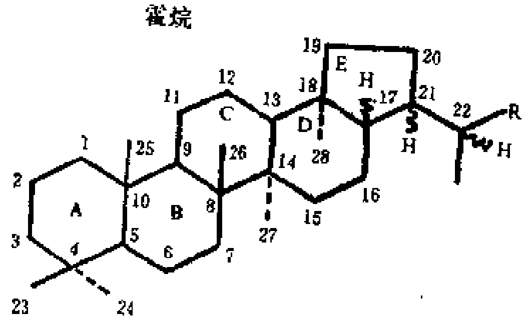


图 1-21 霍烷类化合物的结构和碳原子编号

三、五环三萜烷化合物

同甾烷一样，五环三萜烷也是近年研究的主要生物标志化合物之一。在石油和沉积物中已检测出多种系列的五环三萜烷，如霍烷、伽玛蜡烷、齐墩果烷、羽扇烷等。但是研究较详的主要是霍烷系列的五环三萜烷。

霍烷系列的化合物主要来源于蕨类植物和某些细菌，含29—35个碳原子。丰度最高的$C_{29}+C_{30}$霍烷被称做原生萜烷，而$C_{27}+C_{28}$霍烷系由先源化合物C-C键断裂生成，被称做次生萜烷。霍烷类化合的结构和碳原子编号如图1-21所示。由图看出，霍烷系列的化合物有C-5、C-8、C-9、C-10、C-13、C-14、C-17、C-18、C-21 共 9 个手征性碳原子。这类化合物中，A/B、B/C和C/D 环之间都是反式稠合，D/E环间可为反式也可为顺式，因此，能发生构型变化的实际上为 C-17 和 C-21 两个手性中心。当R基比甲基大时（$R=C_2H_5$……C_6H_{13}），C-22位也有构型变化。

在石油地球化学文献中，常见到降霍烷和升霍烷的名称，“降”指的是含30个碳原子的“母体”霍烷($R=CH_3$) 失去了某些碳原子。在定名时，在消失的碳原子后加上“降”字，其余碳原子编号不变。如17α-22、29、30-三降霍烷,表示“母体”霍烷失去了C-22、C-29和C-30三个碳原子形成的化合物；“升”霍烷则不同，指的是碳原子数比“母体”霍烷多的化合物（多含的碳原子在侧链上)。如17α, 21β-30升霍烷，表示这个化合物含31个碳原子，$R=C_2H_5$。其余类推，直到含35个碳原子。

根据研究，生物合成产物中的霍烷类化合物，在C-17 和 C-21 位主要是17β、21β，即ββ型。在成岩和热演化过程中，ββ型将转化成αβ型和 βα型，βα型最终也变成更稳定的αβ型。βα型又名莫烷。生物成因的升霍烷，C-22为R型，随成熟度增高，产生一种 22R + 22S的混合物。此外，随成熟度增高，霍烷分子内也可发生重排作用，如C-18 位的甲基转移至C-17位，致使17α-22、29、30-三降霍烷 (T_m) 向18α-22、29、30-三降霍烷(T_s)转化。同T_s相比，T_m是一种不稳定的所谓可成熟的霍烷，T_s则是比较稳定的化合物。

研究表明，上述的几种霍烷有如下的稳定性顺序

$$T_s > T_m > 17\alpha, 21\beta > (17\beta, 21\alpha) > 17\beta, 21\beta$$

图1-22是巴黎盆地的研究成果。图中左半部是 $\beta\beta$ 型霍烷对霍烷总量的比值随深度的变化。由图看出，最大埋深为700m的样品，$\beta\beta$型霍烷超过霍烷总量的一半，在达到生油门限之前，在浅于1500m 的层段，$\beta\beta$ 型霍烷已基本消失，该比值下降至零。表明浅层未成熟沉积物中的霍烷继承了生物霍烷类化合物的构型，并且，$\beta\beta$ 构型不稳定，在达到生油门限之前业已转化为其他构型的霍烷。

表 1-11 是巴黎盆地莫烷（$\beta\alpha$型）对$\alpha\beta$ 型（$C_{29}+C_{30}$）霍烷的比值同样品埋深的关系。表中的资料显示，随埋深增加，莫烷的相对丰度降低，降低幅度最大者有两个深度段，即生油门限之前的 700—1280m 及生油峰值附近的2207—2433m。产生这种现象的原因在于，在浅于700m左右的浅层，霍烷的$\beta\beta$型在向$\alpha\beta$ 型转化的同时，也向 $\beta\alpha$ 型（莫烷）转化，因此，$\beta\alpha/\alpha\beta$ 比值仍具有较高的数值。在1280m附近，$\beta\beta$ 型消耗殆尽(请注意图1-22左)，$\beta\alpha$ 型既向 $\alpha\beta$ 型转化又失去了补充，因此，$\beta\alpha/\alpha\beta$ 比值明显降低。在 1280—2207m 深度范围，$\beta\alpha$ 型的热稳定性也许基本适应其热力学环境，向$\alpha\beta$ 型转化的速率很低，致使比值下降的幅度不大。到2433m附近，接近生油峰值范围，环境的改变促使 $\beta\alpha$ 型向 $\alpha\beta$ 型转化加剧，比值又再次明显降低。这意味着，在生物或浅层沉积物显，$\beta\beta$ 型将会占有很高的比例，而原油或较成熟的沉积物中，$\alpha\beta$ 型却应具有绝对优势。莱茵盆地不同埋深的始新世页岩中就存在这种现象。

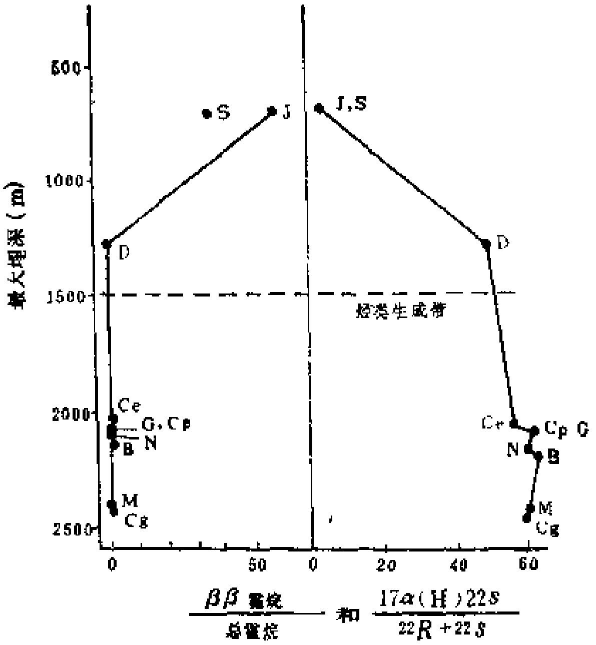


图 1-22 巴黎盆地$\beta\beta$霍烷/霍烷总量和17α(H)，22S/22R+22S随埋深的变化

（据Mackenzie等1980，简化）

图1-22的右半部是17α，21β霍烷C-22位的异构化作用同埋深的关系。图中显示，在浅

表 1-11 巴黎盆地莫烷17α，21β霍烷($C_{29}+C_{30}$)比值与埋深的关系

（据A.S.Mackenzie等1980年资料编制）

最大埋深（m）	莫烷/$\alpha\beta$霍烷	最大埋深（m）	莫烷/$\alpha\beta$霍烷
700	0.84	2100	0.16
约700	0.75	2130	0.19
1280	0.22	2207	0.17
2056	0.21	2433	0.07
2100	0.21	2460	0.08

层700m附近，22*S* 异构体含量很少，22*S* 对 22*R*＋22*S* 的比值近于零。在进入生油门限之前，22*S* 的比例已随成熟作用急剧增加。进入门限深度之后，其增加速率大大降低。到2500m，22*S*异构体达到22*R*＋22*S*总量的60%，显示出22*R*向22*S*的转化。

上面分别介绍了姥鲛烷、甾烷和霍烷的构型在有机质热演化过程中的变化。但是，这些变化之间以及它们与油气生成间的关系怎样，目前研究尚不充分，因为，同一盆地系统、完整的资料不多。图1-23是巴黎盆地下托尔页岩姥鲛烷、甾烷和霍烷间构型变化的比较图。这个图是在图 1-16、1-19、1-20 和 1-22 的基础上加工而成的。图的纵座标为最大埋藏深度，横座标则通过所标百分数的方向不同，调整成向右为成熟度增加的方向。图中的取样点最浅为 700m，最深为 2460m。后者在该盆地已处于生油峰值范围。依图示顺序从左至右的化合物，其异构化作用有明显的差别：内消旋姥鲛烷和17β, 21β霍烷的有关资料表明，这两种生物构型的化合物，其异构化作用在浅层速度很快，在1500m前业已达到平衡（终点）；17α-霍烷C-22位的异构化作用则相对较慢，大致到2100m 才达到终点；C_{29}甾烷C-20 位的异构化速率很慢，只在两个最深的样品（约 2450m）中才显示出20*S*:20*R*＝1:1的混合物；稳定的5α, 14β, 17$\beta$$C_{29}$ 甾烷在2100m 深度其比例尚低，之后明显增加，到2450m左右达到C_{29}甾烷总量的75%（终点值）。由此看来，就非环体系的手性中心而言，其异构化速率大致有如下的顺序：姥鲛烷的 C-6，C-10＞17α, 21β 霍烷的 C-22＞正常甾烷的 C-20。异构化速率高低的这种顺序，反映了有关手性中心空间位阻的差异。位阻越大，异构化速率越低。因为，空间位阻可能通过控制催化剂接近手性中心的程度而影响异构化作用。根据其他研究，Mackenzie曾指出，正常甾烷C-24 位的异构化与姥鲛烷C-6, C-10位的异构化相当，因此，非环体系手性中心的异构化顺序是：姥鲛烷C-6，C-10≃正常甾烷C-24＞17α, 21β霍烷C-22＞正常甾烷的C-20。

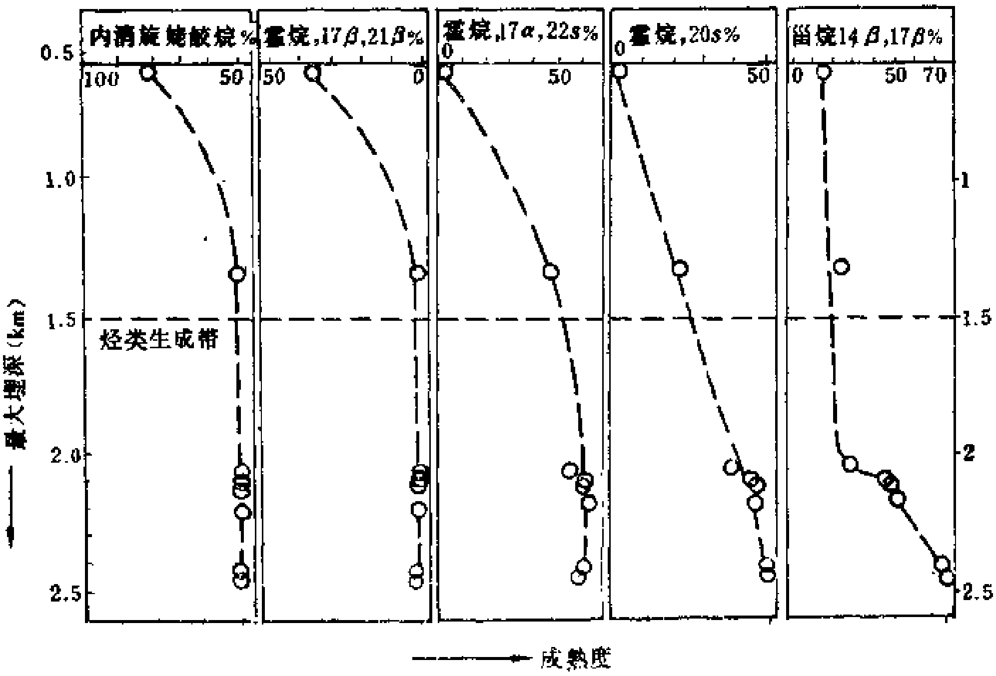


图 1-23 巴黎盆地下托尔页岩姥鲛烷、甾烷和霍烷之间构型变化的比较图
（据Mackenzie等，1982）

图1-24是单体分子构型的变化同R_o及抽提烃产率的关系图（正文未涉及芳甾烷，图中保留供参考)。这个图的基础资料来自四个地区的四套页岩，它们是：（1）巴黎盆地下托尔页岩，R_o=0.3—0.8%；（2）西德西北部的pleinsbachian页岩,该区有火成岩侵入，R_o=0.5—2.1%；（3)怀俄明逆掩断层带的白垩纪页岩；（4）我国沾化凹陷的渐新世页

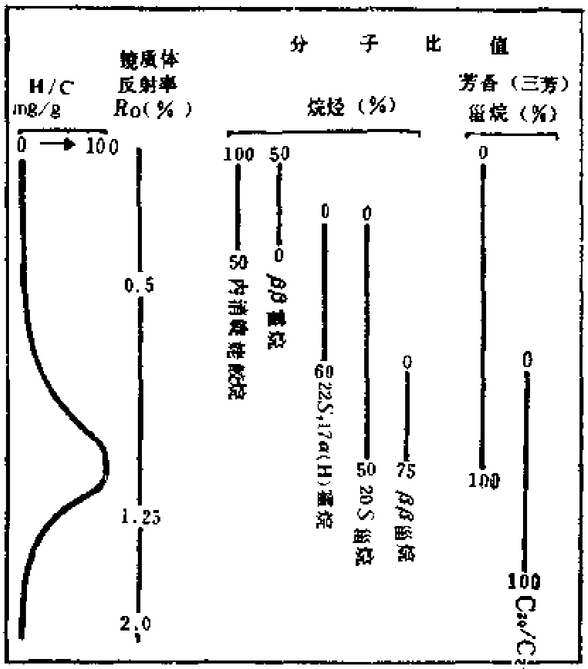


图 1-24 单体分子构型变化R_o及抽提烃产率的关系

(据Mackenzie等,1981简化)

岩。图中清楚地标明了各种分子比值的起点值、终点值以及相应的R_o值和石油生成带的范围，一目了然，不需另作解释。

本节叙述的构型变化目前已广泛用于判断原油和抽提烃的成熟度，但是，需要指出，一些异构体的转化机理研究尚不充分，如T_m与T_s间的转化，并且，这些参数多是随机变量，除成熟度外尚受母源物质及其他地质-地球化学条件的影响。此外，在实际工作尚须注意它们的适用范围，否则难以获得符合实际的结果。

主要参考文献

1. 中国科学院兰州地质研究所，1981，中国陆相油气的形成、演化和运移。甘肃人民出版社。

2. 中国科学院地球化学研究所有机地球化学与沉积学研究室编著，1982，有机地球化学。科学出版社。

3. 石油勘探开发科学研究院地质研究所主编，1982，中国陆相油气生成。石油工业出版社。

4. 西北大学地质系石油教研室，1979，石油地质学。地质出版社。

5. 黄第藩等著，1984，陆相有机质演化和成烃机理。石油工业出版社。

6. Brooks, J., ed., 1981, Organic maturation studies and fossil fuel exploration. Academic Press Inc. Ltd., London.

7. Durand, B., ed., 1980, Kerogen——insoluble organic matter from sedimentary rocks. Editions Techuiq., Paris.

8. Hobson, G. D., ed., 1977, Developments in petroleum geology-1. Applied Science Publ., London.

9. Hunt, J. M., 1979, Petroleum geochemistry and geology. Freeman, San Francisco.

10. Kaplan, I. R., ed., 1974, Natural gases in marine sediments. Plenum, New York.

11. Kvenvolden, K. A., ed., 1980, Geochemistry of organic molecules. Dowden, Hutchinson and Rocc. Inc.

12. Seifert, W. K., Moldewan, J. M., 1979, Application of biologcal marker chemistry to petroleum exploration. 10th World Petroleum Congress, SP-8.

13. Stach, E., et al., 1982, Stach's texbook of coal petrology, Gebruder Borntraeger, Berlin, Struttgart.

14. Tissot, B. P., Welt, D. H., 1978, Petroleum formation and occurrence. Spring-Verlag, Berlin, New York.

15. Бека, К, И. Высоцкий, 1976, Геология Нефти и Газа. изд. Недра.

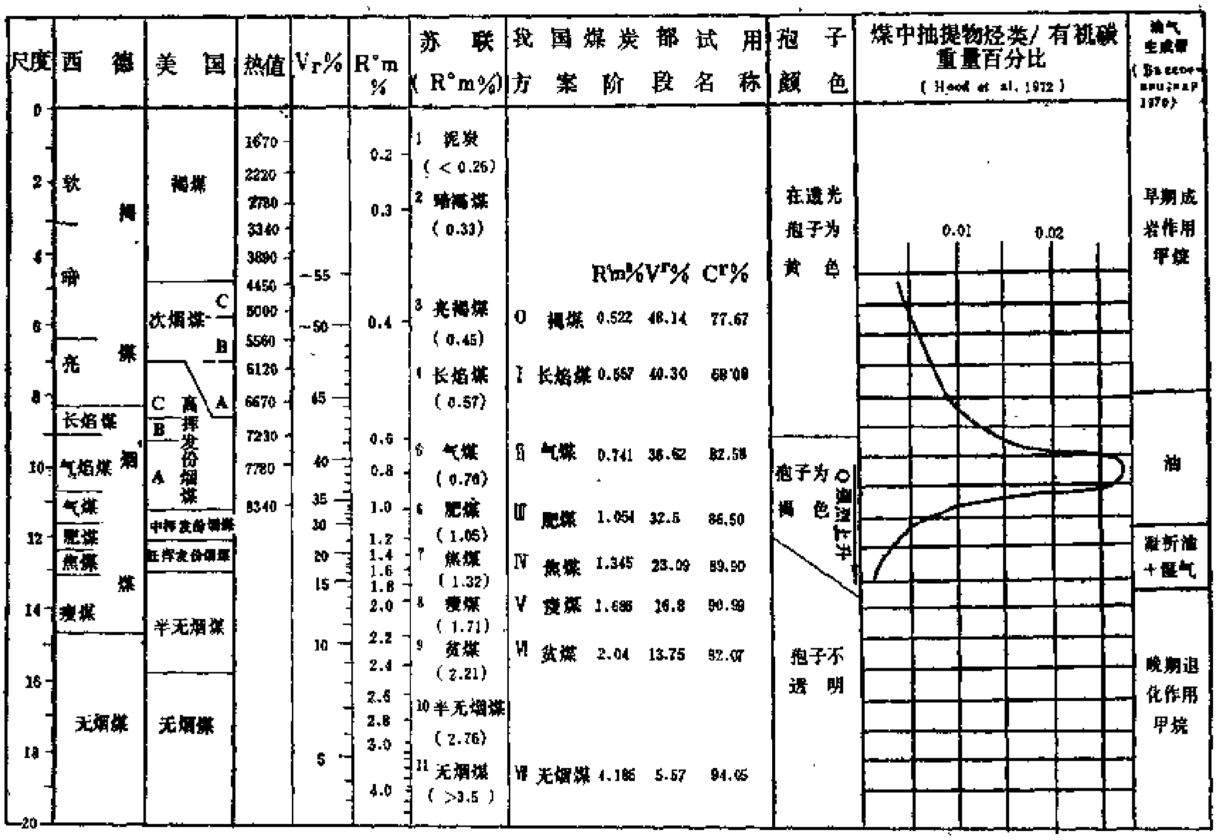
16. Галимов, Э. М., 1973, Изотопы углерода в нефтегазовой Геологии. изд. Недра.

17. Миргиик, М. Ф. (ответст, редакт), 1977, Генезис углеводородных газов и формирование месторождений. изд. Наука.

第二章　沉积岩中固体有机质的光学研究及其在石油地质中的应用

第一节　引　　言

有机物质在沉积岩中有着广泛的分布，它们曾和岩石质点一起经历了沉积、成岩以及成岩以后一系列地质事件，最终形成各种相态的可燃有机矿产（如煤、石油及天然气）和有机矿物（如琥珀、石腊等）。但更多的是保留在沉积岩中呈分散状态的固体有机质。这些固体有机质不仅是原始有机物经过演化后的残存者，而且也是它们在演化过程中所遭受的物理、化学、生物和地质作用的见证，它们保存着许多目前尚未被人们所认识的地质事件的记录。如果考虑到有机质对周围条件的反应要比无机物敏感得多；考虑到固体有机质没有象石油和天然气那样的可流动的特性，那末，深入研究它们对揭示沉积物的成岩史、



Q：荧光的红色/绿色的比率；热值单位为n×4.1840 J/kg

图 2-1　煤的变质阶段划分对比

（据E. Stach 1975，补充）

了解沉积盆地的发展史以及有机物质的演化史都有着重要的意义。

最早引起人们注意的固体有机质是煤，由研究煤的成因、变质程度而发展起来的煤岩学就是一门研究固体有机质的学科。对固体有机质的研究方法在煤岩学教科书中都有详尽的叙述。1915年，D. White 第一次发现了在煤的变质程度与石油产出之间存在的依存关系，提出了著名的定碳比理论。但是，真正成功地把研究煤变质程度的方法推广到研究分散在沉积岩中的固体有机质，则是本世纪 50 年代由 M. Teichmüller (1956) 实现的。今天，固体有机质的研究，无论在深度还是在广度方面都有了巨大进展，它已成为石油勘探中不可缺少的研究内容。

本文的目的只限于介绍一些有关沉积岩中固体分散有机质的光学测定以及它在石油勘探中应用的若干问题，至于对固体有机质全面、系统的研究以及其研究的最新成果，读者可以参照阅读Durand等最近（1980）发表的专著——“干酪根”。

文中所用的“固体有机质”这个术语，系指沉积岩中分散的和浓集的不溶于常用有机溶剂中的一切有机馏份，它包括典型的干酪根、分散状的碳屑、各种牌号的煤以及现代沉积和土壤中的不溶有机质。因此，它们仍可分为腐泥型、腐殖型和过渡型三大类，但腐泥型中包括腐泥煤，而腐植煤则包括在腐殖型类型之中。

有关煤的种类则按我国煤炭部提出的试用方案，分为褐煤、长焰煤、气煤、肥煤、焦煤、瘦煤、贫煤和无烟煤。它与欧美、苏联的划分方案可对比如图2-1。至于煤的显微组份则按常规分为镜质体、壳质组（或称稳定组）和惰性组三个组分（请参照1975年国际煤岩学手册）。

第二节　固体有机质研究的光学方法

研究沉积岩中固体有机质可以采用化学的光学的等不同方法。通过对固体有机质的光学鉴定，可以达到确定有机质的显微组份和获得有机质的光学性质两个目的，前者是解决固体有机质成因必不可少的材料，后者是了解有机质变质程度的重要资料。

现代的光学研究方法涉及相当宽广的领域，它包括：（1）透射光的显微镜研究；(2)反射光的显微镜研究；（3）荧光显微镜研究；（4）扫描电子显微镜研究；（5）X 射线衍射研究。它们将为人们提供有关固体有机质的形态、结构、光性等各方面的资料。

对于分散在岩石中的固体有机质，由于它们过于分散，在鉴定之前都需经过浓集、提纯，然后备制；至于富集状态的，则无需经过预处理就可直接制片进行观测。图 2-2 表示固体有机质光学研究的一般流程。

各种测定方法和有关参数简述于下：

一、透射光测定

透射光测定是用岩样或经处理搜集起来的固体有机质制成的薄片，放在普通偏光镜下面观察。由于用岩样制成的薄片基本上能保持有机质与岩石颗粒间的关系，因而它可以为人们提供更多有关沉积作用以及成岩作用的情况。用浓集的固体有机质制作的薄片在这方面则起不到这样的作用，因为它经过人工浓集，完全破坏了无机碎屑与有机碎片和有机碎屑本身之间的关系。这些有机碎屑基本由两部分组成：第一，无结构残迹部分，它们被认为是木质素、木栓部分在缺氧环境中发生凝胶化作用后的产物，因此，当这部分有机碎屑

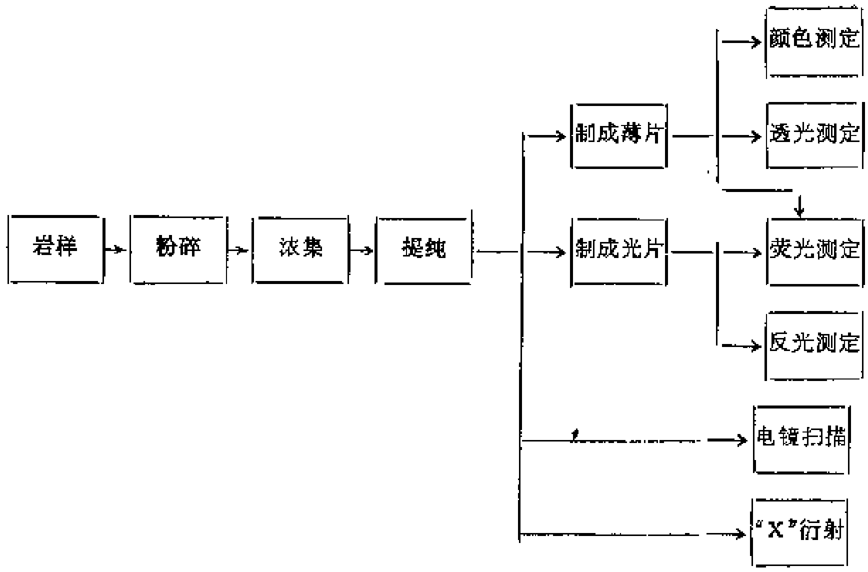


图 2-2 固体有机质光学研究流程图

占很大优势时，可以解释为沉积介质是强还原的。第二，具形态部分，它包括陆生植物的微化石和碎片（如孢子、花粉、木质素纤维、表皮质等植物组织）、藻类以及动物的微化石和碎屑（如微有孔虫）。植物孢子的外壳、花粉、树叶的表皮是生物体最稳定的组成部分，能在很长的时间里不受破坏，这就为人们提供了一个识别有机物原型的可能性。应当注意的是，鉴于保存在沉积岩中的这些物质，不一定全部都是原生的，很可能其中包含着本来堆积在其它的较老地层中的碎屑经再次搬运而沉积在年青地层中的分子。因此，无论在解释环境，还是分析原始有机物类型时都应十分谨慎，特别是在使用萃取的固体有机质制作的薄片时更应注意。

在镜下观察孢粉化石、角质体和干酪根等固体有机质时可以发现，随着埋藏深度、压力、温度的增加，固体有机质将逐步碳化，致使其化学组成、物理性质亦随之而变，其颜色将由浅变深，透明度降低。因此，这种色差级别的变化，可以用来确定有机质的变质程度。1969年Staplin根据这一特点，提出了一个量度有机质变质程度的标尺——热变指数，并确立了热变指数与油气产状的关系（表2-1）。

1971年，Staplin等又将热变指数与煤牌号联系起来，并结合加拿大雨虹（Rainbow）地区的情况，提出了区域有机变质作用相（图2-3）。

表 2-1 热变指数的划分

热 变 指 数	颜 色	气 体 产 状
1.无热变质	黄色	湿气或干气
2.轻微变质	棕黄色	湿气或干气
3.中等程度变质	棕色	湿气或干气
4.强烈变质	黑色	干 气
5.严重变质	黑色（岩石亦有变质）	干 气

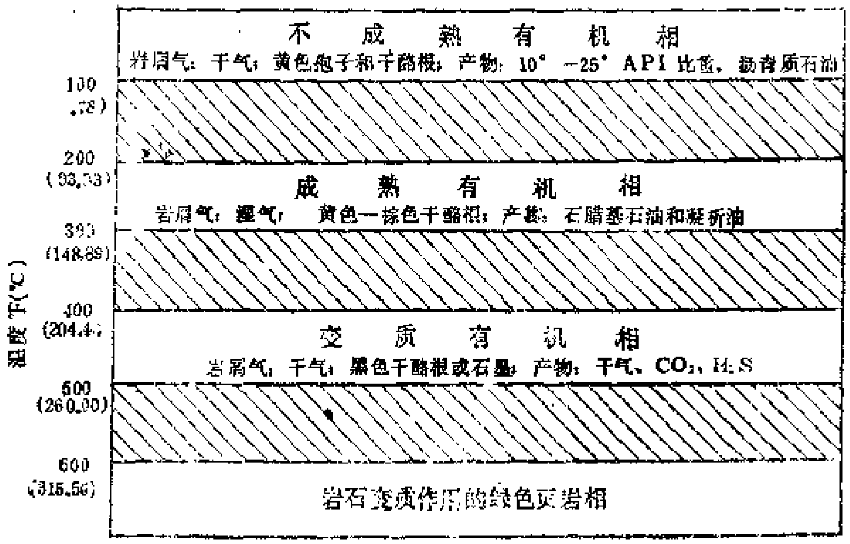


图 2-3　区域变质作用相

（据T. L. Staplin, 1971）

为防止色调描述时人为的误差，最好用标准色板作对比标准。

基于同一思想，1975年 J. F. Grayson 提出了用孢粉的半透明度判别有机质的演化程度，表2-2列出了孢粉半透明度与干酪根中含碳量及油气生成间的关系。

表 2-2　孢粉半透明度与干酪根含碳量及油气生成关系

（据Grayson, 1975）

孢粉半透明度（%）	干酪根中碳含量（Wt%）	生油阶段
80	65	生成期前
75		
70		
65		
60	70	
55		
50	75	
45		生成早期
40		
35	80	
30		最大生成期
25	82 (V.M.45%$R_0$0.7%)	
20		
15	83	
10		
5	84 (V.M.36%)	最大生成期后

二、反射光测定

反射光观察需将备制好的光片置于有投射装置的矿相显微镜下进行。煤岩学家常凭借这个方法，鉴定煤的显微组份，并得到有机质对光的反射能力数据。

在煤岩学中，反射率（$R\%$）是划分煤阶的重要参数，它可以很确切地区分出从褐煤到无烟煤整个煤系列不同的演化阶段。煤岩学业已证明，随着煤化作用的不断增强，煤的反射率将逐渐增大。这主要是由于由桥键连接的缩合芳香环，在温度和压力的作用下逐渐碳化、缩聚、重新排列，形成个体大的具定向排列的缩聚芳香环片的缘故，它最终将形成石墨。图2-4为固体有机质组份之一——干酪根经芳香化最终形成石墨的示意图。这个反应可视为一级反应（N. Karweil, 1975）。图2-5 表示热解干酪根时，温度与反射率间的关系。

实验证明，在增温条件下，不同类型的固体有机质反射率都有增加的趋势，但它们增大的幅度是不一样的。即使是同一类型，例如腐殖型固体有机质，其不同组份的反射率亦有相当大的差别（图2-6)。这就产生了选择什么样的组份作为观测对象的问题。它直接关

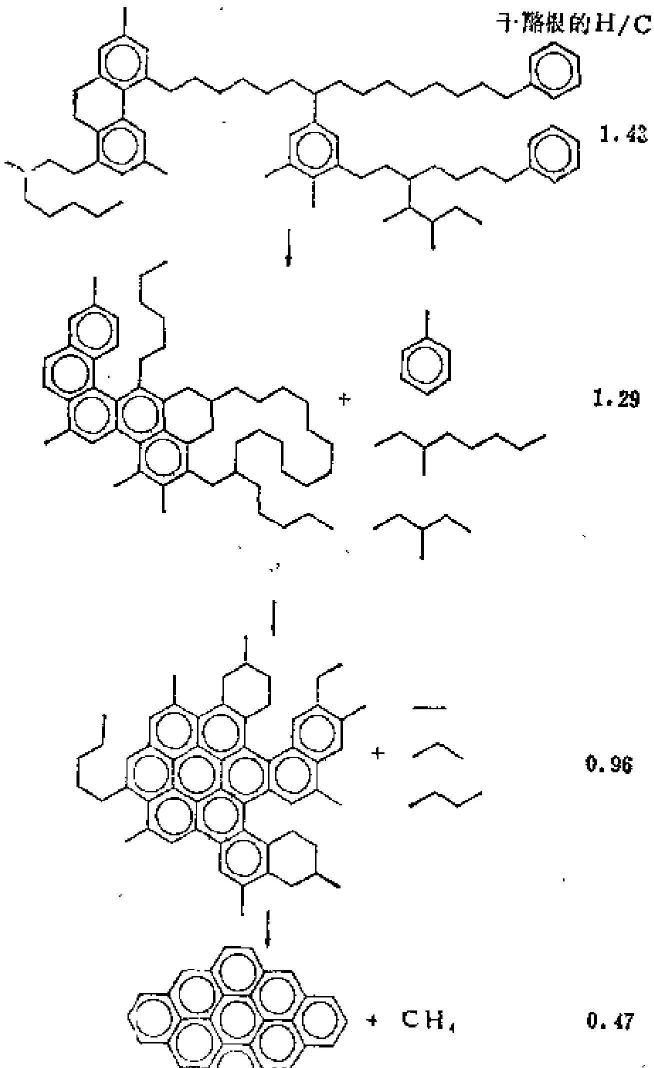


图 2-4 干酪根经芳香化最终形成石墨示意图
(据J. M. Hunt, 1979)

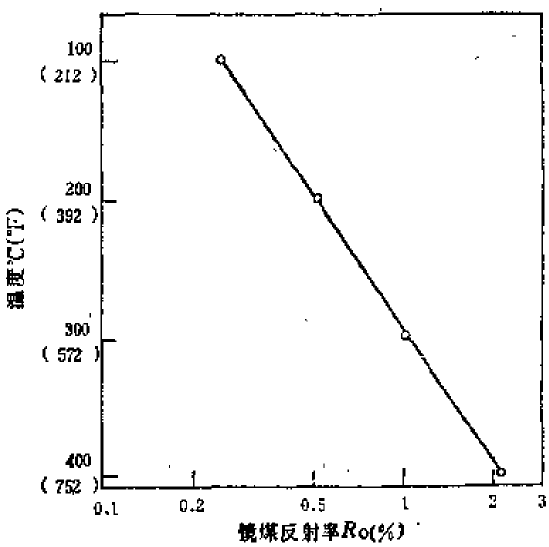


图 2-5 在实验室中加热褐煤时镜质体反射率随温度而增加（线型增温引起反射率指数的增加）
(据T. C. Ting, 1975)

系到在地质体中是否能广泛地应用反射率法可靠地研究有机质变质程度。要解决这个问题，对被研究对象应充分挑选，使其满足下列要求：

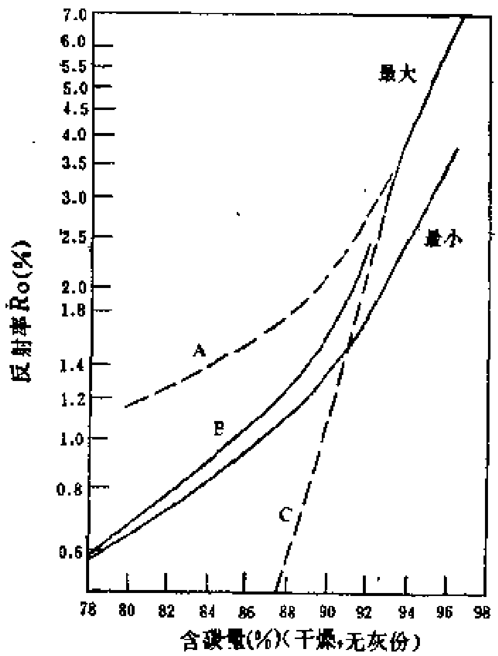


图 2-6 惰性组A、镜质组B和稳定组C随煤阶增大在油中的反射率变化图

（据Murchison, 1969）

（1）在沉积岩体中分布非常广泛；

（2）在其成熟过程中，变化应是有规律的和不可逆的；

（3）与周围的介质（流体和固体）不起反应；

（4）光性上不受结构影响或受影响最小；

（5）在受质作用范围内能被保存。根据这些条件，选取镜质体是比较理想的，它不仅是煤的主要组份，在分散状固态有机质中分布相当广泛，而且它们本身是一种凝胶化的物质，结构的干扰甚微，在地质体中非常稳定。因此，在煤岩学中主要是测定镜质体的反射率（简称镜煤反射率）。目前，镜煤反射率已经成为研究煤变质程度的一个专用术语。

反射率测定通常在油浸条件下进行，但也有直接在空气中测定的。二者在测得的绝对使上有很大差别。根据苏联国家标准ГOOT12113-66，二者有如表 2-3 的对应关系。表中R_o%代表油浸条件下的反射率，R_{air}%代表在空气中的反射率。由于油浸法能为测定实体提供一个较大反差，因此它比在空气中能更好的辨认组份。

表 2-3 R_o%与R_{air}%的对应关系

R_o%	0.33	0.45	0.5	0.7	1.01	1.2	1.3	1.5	2.0	2.11
R_{air}%	6.2	6.8	7	7.8	8.7	9.27	9.37	9.78	12.34	12.5

固体有机质具有明显的各向异性的特点，而且随着变质程度的加深更加强化。这是因为固体有机质是一种不均质的三维分子，变质的加深，芳香化作用使芳香环片定向排列，导致在平行于芳香环片的三个轴向上有着不同的吸收能力。因而，测定时往往会产生不同方位测定值不同的现象。其中有一个方位的使最大，称为最大反射率，用R_o^{max}%表示，把载物台旋转90°可测得反射率的最小值，用R_o^{min}%表示。最大值与最小值之差（ΔR）可称为双反射率，它是表征测量实体受质程度的重要参数。如果在任意方向上用非偏振光测定一组数据，通过计算，可得到该样品的平均反射率（$\bar{R}_o$%）。

与用透射光测定有机质的颜色一样，镜煤反射率测定同样存在着要区分出从老地层中再沉积和井壁塌垮而混人某些质点的问题，关于这个问题 我们将在资料整理一节中讨论。

在讨论用镜煤反射率确定有机质成熟度时，很自然地会联想到，既然镜质体反射能力的增强主要受温度、压力的控制，那末，围岩导热性能不一致是否会对它产生影响。П. П. Темофиев和Р. И. Боглюбова（1970）注意到，泥岩、粉砂岩和砂岩中的煤包裹体总比煤的牌号低。J. M. Johns, D. G. Murchison和S. A. Saleh（1979）在系统地研究了七个被页岩包围的煤层和六个以砂岩为顶板的煤层剖面之后发现：被页岩包围的煤层，反射率变化不规则，而以砂岩为顶板的煤层，从底到顶反射率是连续的；而且，无论是最大反射率、最小反射率，还是双反射率都比前一种情况低。N. H. Bostick（1975）的研究结果中，只有部分材料支持Johns等人的结论，但证实了分散在沉积岩（包括砂岩、页岩和灰岩）中的固体有机质在绝大多数情况下镜煤反射率与同层中煤的反射率值有明显的差别。作者认为，这种差别可能与植物类型、沉积和搬运时的变化、凝胶化作用或生物化学的碳化作用以及与共生的矿物、岩石的渗透性、岩石的导热性等因素中的一个或多个有关。这个问题的最终解决还需作大量的工作。

用镜煤反射率研究有机质有其局限性：一是尽管镜质体在沉积岩层中的分布相当广泛，但亦非所有的沉积岩中普遍存在，尤其是在海相碳酸盐岩中镜质体常常十分贫乏，这就使得反射率技术的应用受到限制；二是当镜质体处于低变质程度时（$R_o<0.5\%$），它的反射能力递变慢，且不清楚，因而，它在研究低牌号的固体有机质时，常因灵敏度不够，需要借助于其它方法。荧光测定便成为它得力的助手。

三、荧光测定

荧光测定需在专门的荧光显微镜上进行，薄片或光片均可。有机质在紫外光的照射下能激发产生荧光。Tissot 认为：荧光显微镜方法用于判断干酪根演化特征是一个很有希望的方法，这是因为干酪根在开始成油带范围内，荧光性随埋藏深度的增加变化很显著，可见光谱从低波长移向高波长。例如，塔斯马尼藻（Tasmanaceae）在次沥青煤—沥青煤（$R_o=0.35-1.30\%$）阶段之间有着很强的不同色调的荧光，从绿色（500nm）到黄色、橙色、暗植色（650nm），这就为块速查明其变质程度提供了一个定量的手段。群体藻和丛粒藻（*Botryococcus*）亦显示有一个很强的荧光色，只是它的色阶范围较窄，而且颜色随深度是渐变的，因而，它所指示的变质程度不如塔斯马尼藻那样准确。图2-7 表示随煤阶增加孢子体荧光谱线的变化。

不过，这个方法在固体有机质变质程度增加到一定阶段后就失去其意义了，这个阶段大致在中等挥发份烟煤阶段。因为，有机组份的荧光性大约在$R_o=1.0-1.3\%$时就消失了。而这时反射率已达到很好的效应，两者互补，相得益彰。

另外，正因为有机质在变质程度较高时失去荧光性，所以它对鉴别来自古老岩系，经过搬运再改造的有机碎片具有良好的效果。

我国在这方面的工作起步较晚，许多问题有待通过大量试验，总结规律。

四、X射线衍射研究

X射线衍射技术主要用于固体有机质的显微结构研究，但它同时亦提供了变质程度的信息，特别是对于碳化程度比较高的组份。

起初Warren用它来研究无定形碳的结构；以后Riley（1944）引进了煤的透平叶状结构（bostuatic structure）的概念，并认为它的大小和定向程度是衡量煤变质程度的标志。

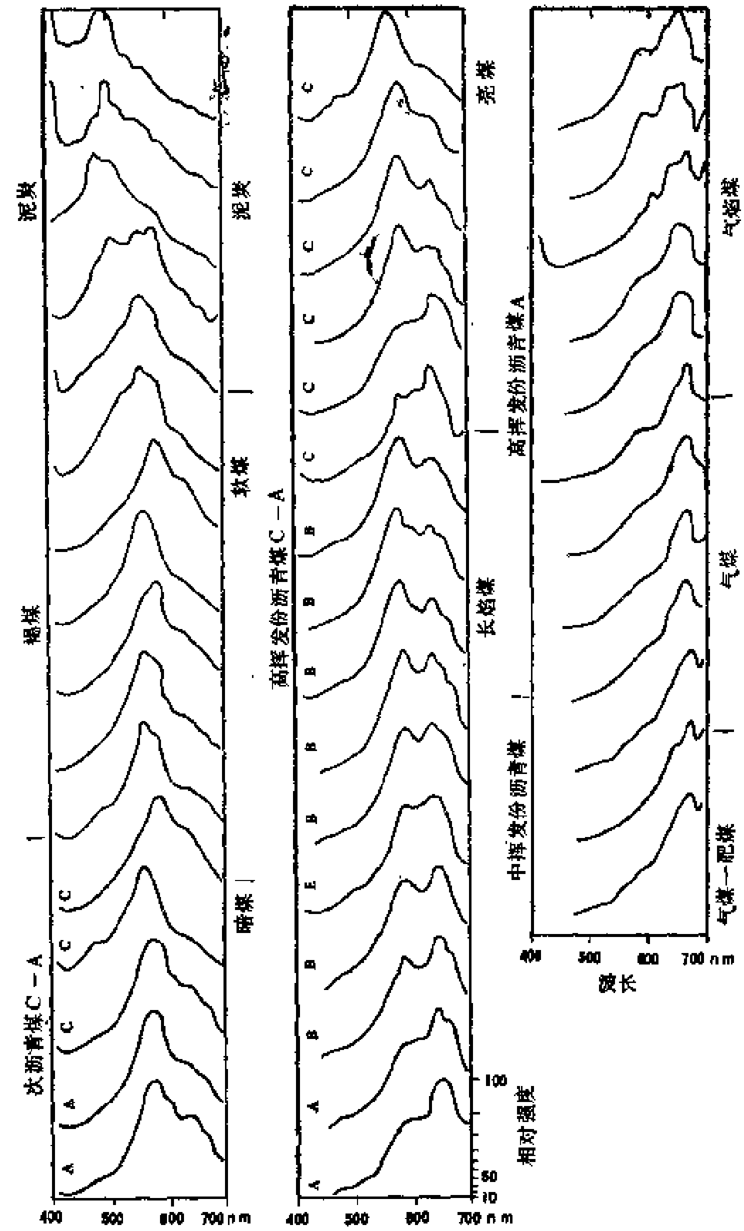


图 2-7 孢子体荧光光谱随煤阶增大的变化
（与美国ASTM分类以及西德煤分类的关系）
据（Ottenjaunk, M. Teichmüller和M. Wolf, 1975）

图2-8表示镜煤的X射线衍射曲线随煤化作用的变化。它反映出，随着变质程度加深，衍射峰相应增高，峰宽变窄，并向θ角大的一边偏移。

P.B Hirsch（1954）根据在高散射角和低散射角条件下所记录的图象，分别获得了“煤分子”的大小、分子的堆集以及孔隙大小的分布方面的资料。这些资料表明，绝大部分煤的晶体是由2—3个芳香层的堆积体组成的。但是，当碳的含量从80%增加到94%时，每个堆集体中，芳香层数目可由4—5个增加到8—10个，而且层间的间距将从3.65Å减小到3.43Å。图2-9为Hirsch发现的层的直径和层间距离的变化。这反映了随变质程度的增高，煤的结构愈接近石墨，并表现出较为明显的三锥（hkl）的石墨反射层。表2-4列举了不同变质阶段煤的X射线粉晶衍射数据。

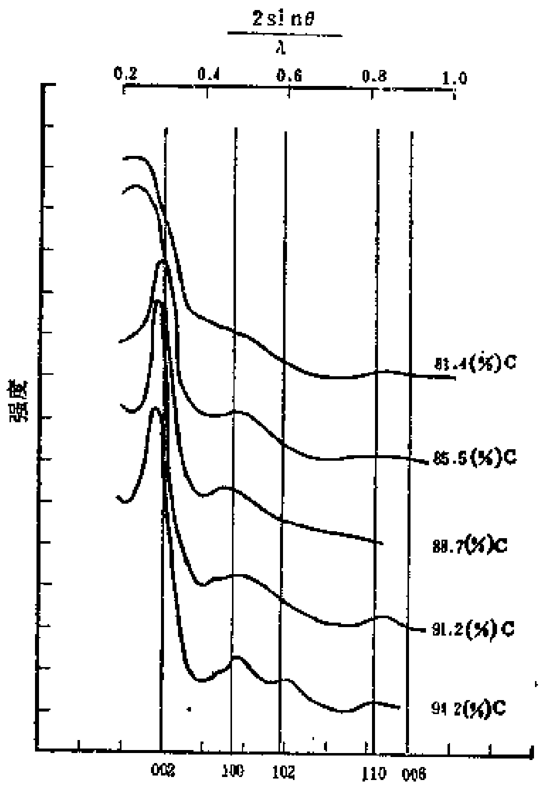


图 2-8 镜煤的X射线衍射曲线
(引自Van-Krevelen, 1963)

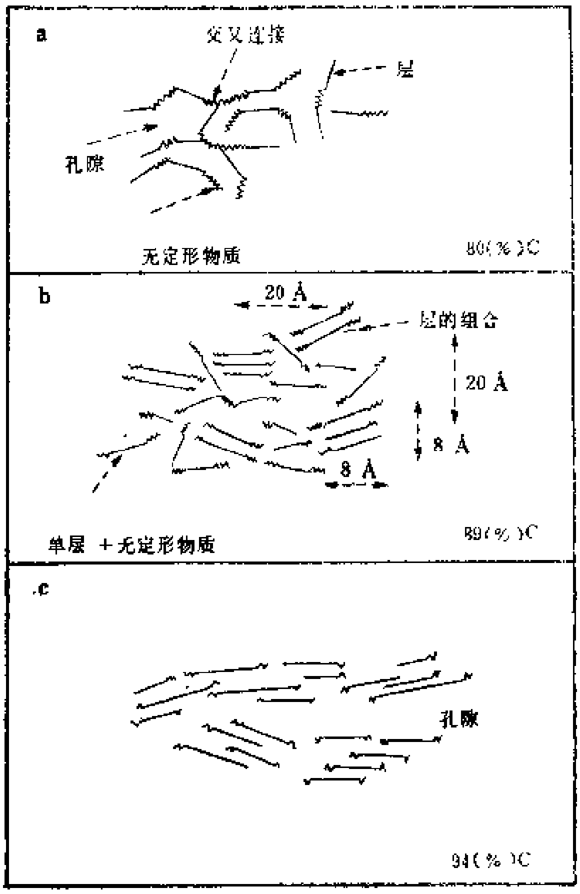


图 2-9 煤的结构模式
(据P. B. Hirsch, 1963)

表 2-4 不同变质阶段煤的X射线粉晶衍射数据
(据北京地质学院X光室，西安煤炭地质研究所地质室)

参 数	气 煤	肥 煤	焦 煤	瘦 煤	贫 煤	无烟煤	"石煤"无烟煤	超无烟煤	石墨
Lc(Å)	13.29	15.06	19.12	19.68	20.90	21.68	20.58	185.65	—
La(Å)	—	20.67	24.14	25.58	28.13	29.13	56.47	57.68	—
d(Å)	3.6806	3.6508	3.5505	3.5201	3.5147	3.4984	3.4957	3.3634	3.3520

五、电镜扫描

近来，生产出了放大倍数大、分辨率高、景深大、立体感强的扫描电镜，它的应用使人们能获得极为丰富的微观信息，大大加深了某些领域的认识。目前，对固体有机质的研究主要是分辨有机质的类型，扫描电镜的出现，在很大程度上弥补了普通显微镜的不足。扫描电镜还有一大优点，就是对样品的需求不大，无论岩样或单个颗粒均能观察到固体有机质在岩石中的赋存状态。一般情况下，腐殖型固体有机质具有鲜明的轮廓，呈棱角状、柱状、板状、片状、纤维状，耐风化的孢子体可以清楚地看到它们的外形；腐泥型固体有机质除了孢子体、角质体等稳定组份外，大多呈球形、絮状，在高倍镜下，可看到藻类体的某些结构和残余。

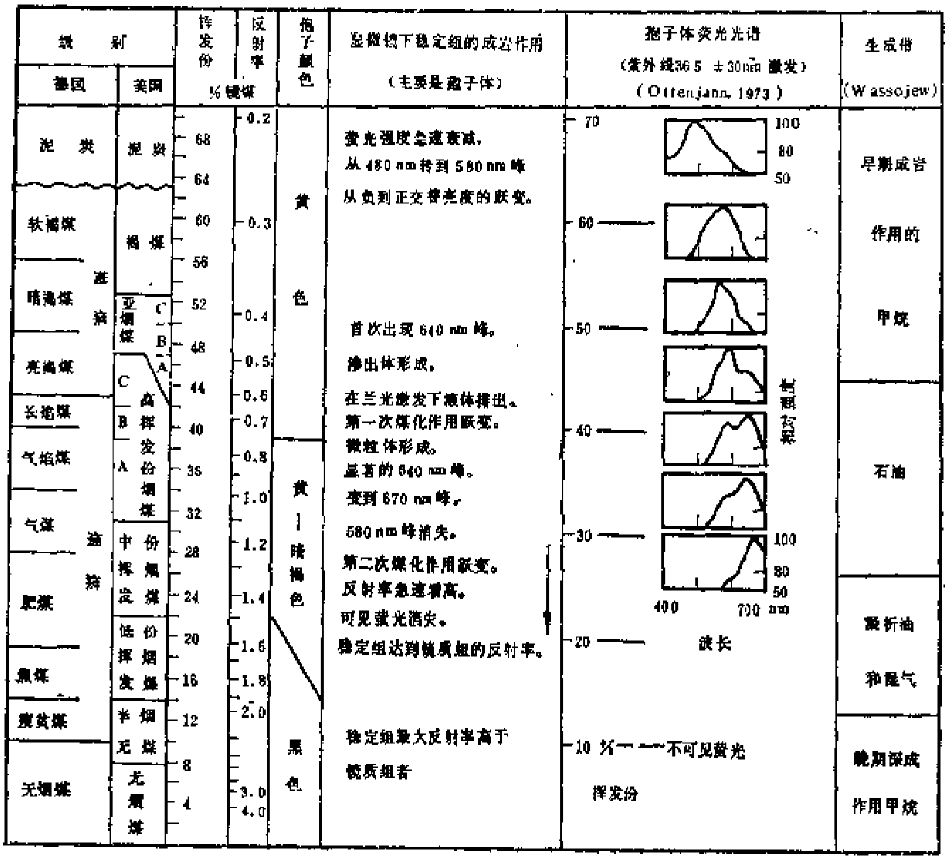


图 2-10　与油气生成有关的一些不同级别煤中稳定组显微组份的光学观察
(据M. Teichmüller, 1973)

综上所述，固体有机质的光学研究可以获得关于它们变质作用的重要资料，把这些资料综合在一起，如图2-10所示。

第三节　资料整理以及在石油地质中的应用

从前面所述，不同的光学研究方法解决问题的能力是不一样的，使用中须综合分析，才能得到真正反映客观实际的规律。在这方面，资料的整理有时可以起到意想不到的作用，这对于用岩屑样品时尤为重要。

一、资料的整理

资料整理主要包括两个方面：(Ⅰ)从众多的数据中找到真正反映地层实际情况的资料，排除混淆真面貌的那些数据，并作出解释；(2)根据可靠的数据建立剖面上的变化规律，确定递变速度。

上面曾经提到，由于各种因素的干扰，对固体有机质测得的数据会出现差异，要排除这些，首先样品不能只是一个，在同一样品上也须有足够数量的测点。以镜煤反射率为例，同一层选择一个以上的样品，每个样品测点不应少于20个，然后可按深度将测得的数据绘成频率直方图(图2-11)。这图是随机测定的，图中反映了在反射率测定中沉积岩不同组份的影响。在同一深度上，沥青质体的反射率往往比镜质体的低1—1.5%；另外，具

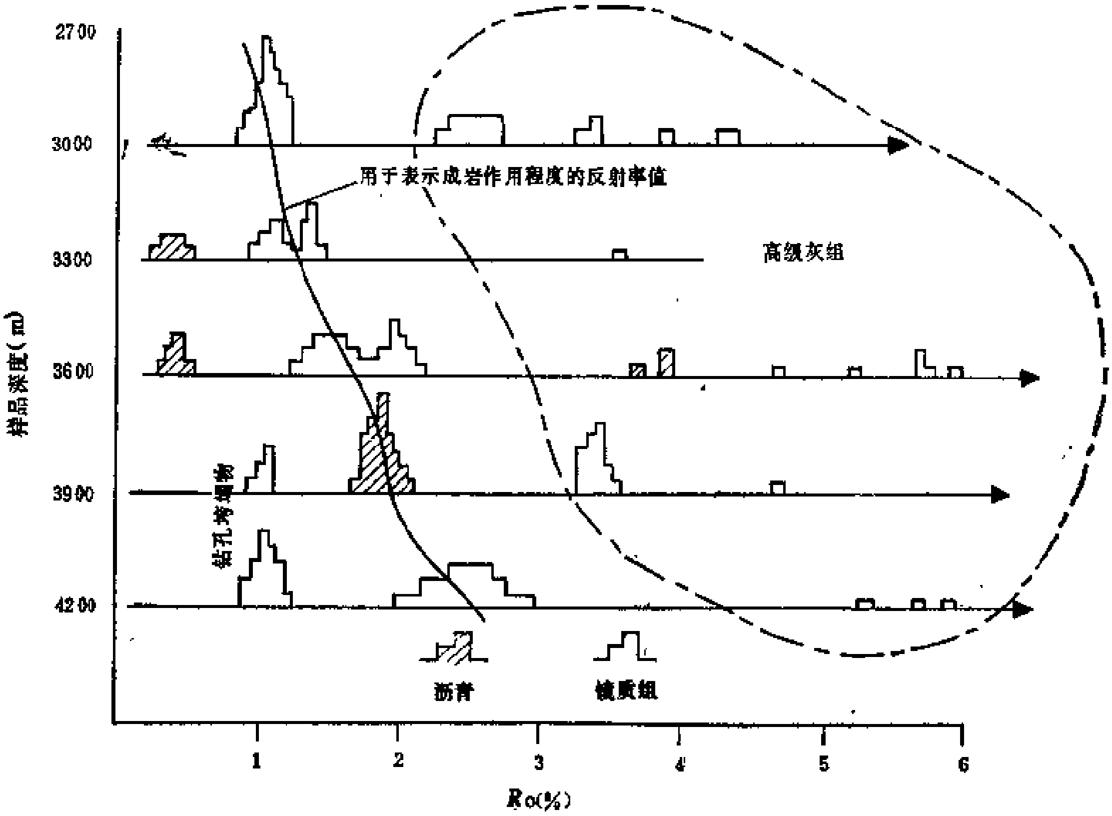


图 2-11 五个采自不同深度的岩屑样品之固体有机质反射率频率直方图
(据Robert, 1974)

高反射率的那些测点代表曾经遭受过复杂的历史，它们可能是从古老的岩层中搬运再沉积的有机碎屑，不能代表该深度上有机质变质的真正面貌；同样，从低反射率为特点的测点，可能是井壁塌落而混入的某些固体有机质。遭过这样的整理，就可以达到去伪存真的目的。这个方法对颜色测定、荧光测定同样可以使用。

如果测定是在岩心样品上进行，则首先排除了从上部垮塌的可能性，因而只须考虑如何消除经再改造而进入该地层的那部分有机颗粒的影响。Tissot（1978）明确指出，在这种情况下，只有反射率值最低的那一组才能真正代表固体有机质的变质状态。如果考虑到由于测量实体的各向异性所引起的R_o^{max}与R_o^{min}之间的差别会很大，特别是在高变质范围内，可按R.Caye和P. Ragot（1971）的建议，最好用最大反射率与最小反射率的平均值来表示有机质的变质程度。

当获得了每个深度上真正反映有机质变质程度的光学测定数据后，就可以着手建立剖面。

反射率剖面是以埋藏深度或最大古深度为纵坐标，反射率为横坐标绘制的。由于随着深度的增加，温度相应升高，因而反映出相应的有机质成熟度的增高，R_o值逐渐增大。图2-12是文献中可见到的最普通的深度与反射率关系曲线的形态(Castane, 1975; E. Stach, 1975)。如果用R_o的对数值作图，那么，反射率随深度的增加变成一条直线(图2-13)。这就证实了有机质的变化速度(成熟速率)正如阿伦尼乌斯方程所描述的那样是随埋深(增温)而呈指数形式增加的。

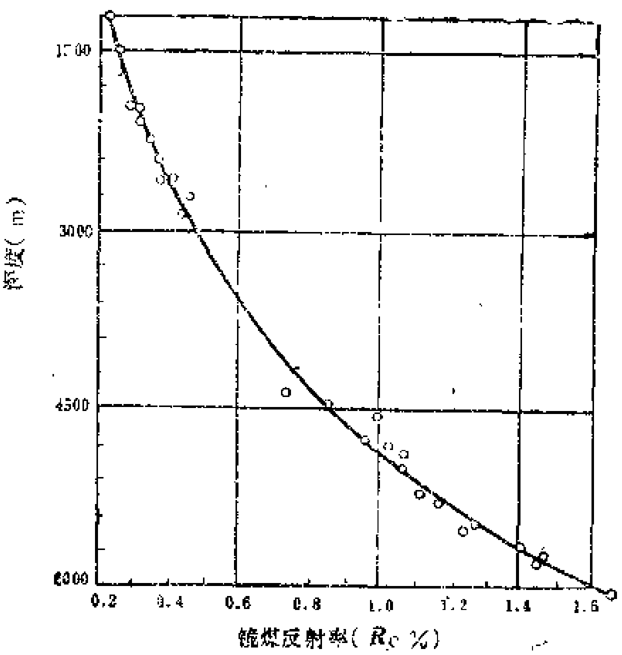


图 2-12 路易斯安那海湾岸地区一个典型的井下干酪根成熟度图(表明反射率随温度而增大，深度和R_o平均值呈线性关系)

(据G. W. Dow, 1977)

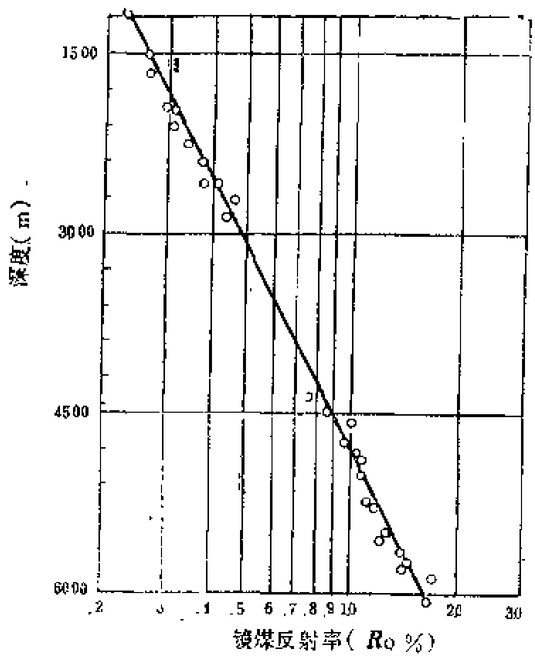


图 2-13 表示与图2-12同一成熟度，而R_o值以对数形式表示(这是一个持续沉降盆地的最简单的情况)

(据G. W. Dow, 1977)

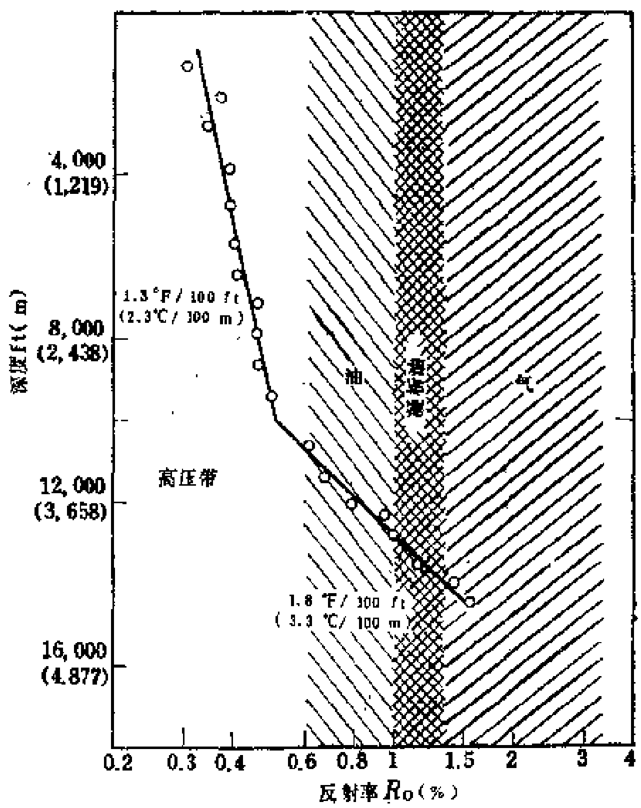


图 2-14 怀俄明州粉河盆地井下镜煤反射率图(表示地温梯度对它的影响)

(据Hunt, 1979)

有时在一口井内的不同的深度段上，表现出反射率曲线具有不同的斜率，这表明上下两套地层具有不同的地温梯度。如图2-14，下部的地温梯度较高（3.3℃/100m），因而在一个比较短的时间内(深度间隔)引起较快的成熟度速率；上部地层的地温梯度较低(2.3℃/100m)，反射率的增大亦比较缓慢。由此可见，一个具有复杂地质结构的剖面或不一致的地温梯度，可能使深度与反射率关系曲线复杂化。但是，各个部分各自具有恒定的直线关系。这一点可由希尔特定理❶来加以解释。因而，我们可以从中求得每个直线段的反射率递增的速率。所谓反射率递增率是指深度每增加100m，反射率增大的值，这是分析有机质成熟作用十分有用的参数。

通过建立反射率剖面可获得下列重要认识：

（1）固体有机质的反射率随埋藏深度而增大；

（2）不同地区反射率递增率（或称反射率梯度）的不同反映了地区间地温梯度的差异。

二、在石油地质中的应用

固体有机质的光学研究在石油地质中的应用是多方面的，其中，首要的是研究有机质的成熟度，确定生油主要阶段的上下界限。事实上，它的应用并不限于此，它对于了解盆地的发育史、判别断层、不整合、估量地层剥蚀量、确定岩浆岩侵入体的分布以及影响规模等方面均可提供可贵的资料。

1．生油岩研究

生油岩研究中十分重要的一个问题是确定成油物质的主要类型。显微镜观察和电镜扫描能为此提供最宝贵的资料，它们可以非常直观地了解固体有机质的各种组份，并能分辨出原生的和外来的成分（N. A. Bostick)。其次，是用光学方法研究有机质的成熟度。在这方面已有很多学者作过大量的工作（И. И. Аммосов, 1961；Н. Г. Вссоевич；N. V. Lopatin, 1969；N. H. Bostick, 1973；B. Tissot, 1975；P. A. Hacquebard, 1975；A. Hood；J. R. Castano, 1974；T. L. Staplin, 1974)。M. Teichmüller(1974）在研究煤的

表 2-5　岩石有机质镜煤反射率及含碳量与油气生成阶段的关系

（据Shibaoka）

最大反射率平均值(%)	含碳量（风干的，已扣除灰分）(%)	油气生成阶段
		预生油带
0.5	75	
		早（生油带）
0.7	82	
		中（生油带）
1.0	86	
		晚（生油带）
1.3	89	
		凝析油(气)带
2.0	91	
		裂解气带

❶ 希尔特定律（Hilt's law)：在正常的地层层系中，煤中的挥发份碳随煤的深度的增加而成比例地减少；煤中的非挥发份碳或固定碳则随深度和温度的增加而增加。

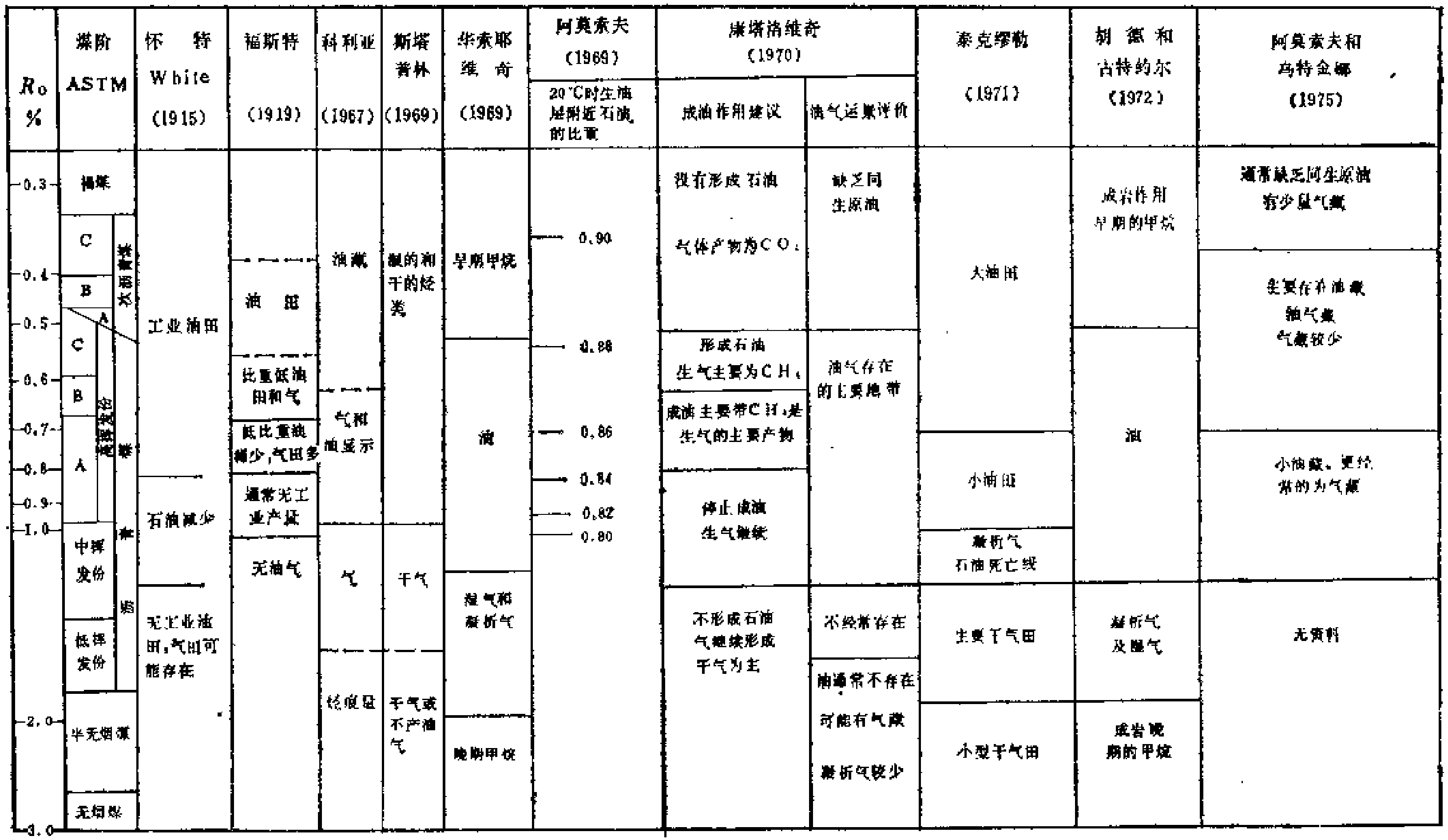


图 2-15　煤、固体有机质和油气藏产出之间的关系

（据Bostick，略简化）

碳化作用时发现，它在整个演化过程中有两次重大的不连续，他把这种不连续性称之谓“碳化作用的飞跃”。其中一次飞跃是很早以来就知道的（E. Stach, 1953），它发生在中等挥发份沥青煤牌号处，大致相当于气煤和肥煤的界线处（$R_o \approx 1.2\%$）。另一次飞跃发生在高挥发份沥青煤B与C之间，大体上等于褐煤与硬煤的界线（$R_o \approx 0.6\%$）。他认为这两次飞跃可以与煤黑石油生成的两个重要阶段相吻合，较低的一次飞跃（$R_o = 0.6—0.65\%$）相当于石油生成作用的最大速率，而较高的第二次飞跃（$R_o \approx 1.2\%$）则相当于成油作用的终止。

M. Shibaoka是根据对澳大利亚的研究，提出了一个以镜煤反射率划分油气生成阶段的界线（表2-5）。这个界线值与很多学者研究的结果大体一致。

图2-15是Bostick等人综合不同学者所作的煤，分散固体有机质与油气产状间的关系对比图。在这张图中没有对不同类型的固体有机质的成熟过程加以区别。

Tissot在研究了巴黎盆地、云塔盆地和杜拉盆地之后，对不同性质的干酪根的成油作用作出了如图2-16的划分。

从图中看出，组份不一样的有机质增温时转化的速度可能不同，因而对它们进入成熟阶段的门限也有所影响。这种影响似乎在成熟作用较低时更为明显，随着成熟度的增高影响逐渐减弱，最后，不同类型的有机质成熟作用界限趋于一致。不过，对这种认识还有待于进一步深化。

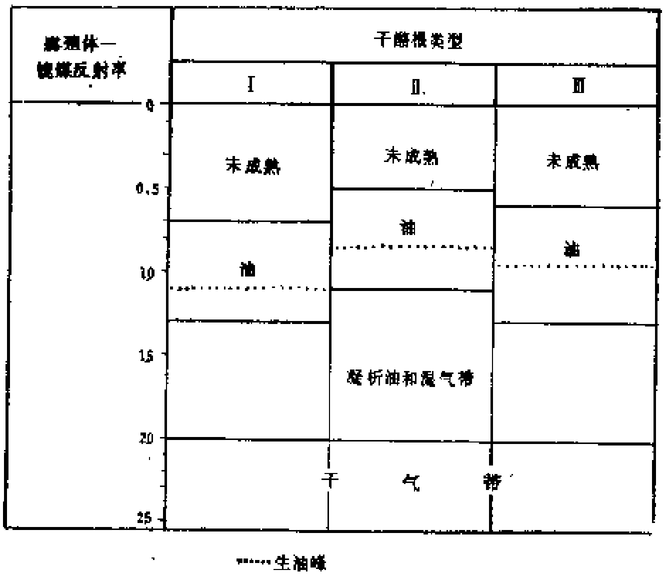


图 2-16　根据镜煤反射率确定的油、气带的近似界限
（据Tissot, 1978）

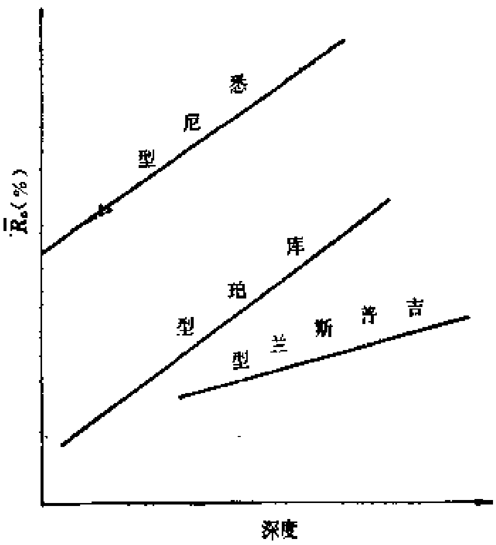


图 2-17　澳大利亚三个不同类型盆地$R_o\%$与深度的关系示意图
（据M. Shibaoka, 1973）

2．解释沉积构造史

通过对样品的反射率测定和绘制深度与反射率关系曲线，人们就可根据反射率的变化判别沉积构造史。

假定地温梯度在整个沉积期间没有重大变化。如果R_o与深度的关系曲线表现为直线关系（参照图2-13），则可认为这一段地层为连续沉积。M. Shibaoka根据反射率梯度（$\Delta\bar{R}_o$/100m或$\lg\bar{R}_o$/km）以及反射率曲线在零深度上的截距，把澳大利亚石炭纪之后的沉积盆地

分为三类（图2-17）。（1）库珀型：具有反射率梯度较大（0.8—0.26lg$\bar{R}_o$/km）和低截距（0.2—0.5%）的特征。它代表在稳定基底上，自二叠纪以来未经重大沉积间断，沉积物厚度巨大的长期稳定沉降盆地；（2）悉尼型：为具有与库珀型相类似的较大反射率梯度，所不同的是截距为高值。这种盆地反映了二叠纪以来，曾接受了很厚的沉积，后因遭受急剧的上升，相当厚的一部分沉积物被剥蚀，因而表现出埋深浅，反射率高；（3）吉普斯兰型：它以较低的反射率梯度（0.08—0.15lg/$\bar{R}_o$/km）和低截距（0.4%）为特征。表明这些盆地只是在较晚的时候（早第三纪或晚白垩世以来）才开始急剧下沉，从而导致有机沉积的反射率值增高。

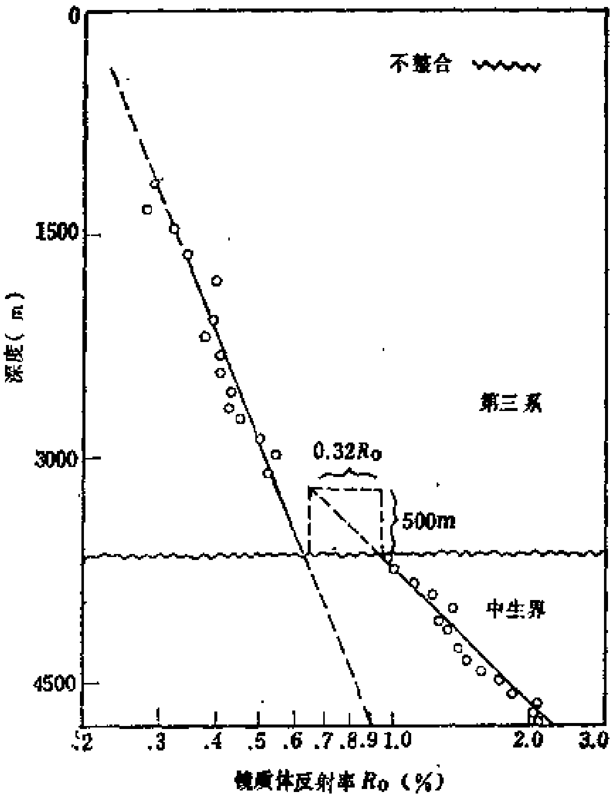


图 2-18 印度尼西亚某井的反射率图表明在中、新生界之间存在着一个明显的侵蚀不整合面）
（据W. G. Dow, 1977）

但当剖面中出现不整合时，反射率曲线常常呈现偏移或不连续（图2-18）。该图是表示印度尼西亚一口井的反射率与深度关系曲线。上下两个线段具有不同的斜率，它们之间明显地具有不连续性，反映了两套地层中间为不整合所分隔，估计中生界顶部大约缺失了500m地层。这个估量是根据中生界的反射率线段向上外延，直到与从不整合面上引出的表示第三系底部反射率的垂线相交的距离推算出来的。在第三系沉积时，中生代表面上的反射率值约为0.32%（0.94%与0.62%之差）。中生界与新生界反射率线段的斜率不同，表示中生界的沉积速度比新生界慢得多。

P. A. Hacquebard（1975）还利用反射率在横剖面上的分布，分析某个地区达到最大埋深的时间与岩层发生形变时间之间的关系。他发现，落基山地区Crownest煤田中，煤的牌号变化严格受地层间隔的控制，而与现代埋藏深度无关，表现为等反射率线与地层（A、B、C、D、E）平行（图2-19）。这里的反射率梯度（$\Delta\bar{R}_o$%）为0.1/100m。这种情况可解释为形变发生在地层达到最大埋藏深度之后，Hacquebard称它为形变前的煤化作用（Predeformational Coalification）。东加拿大马列丁区Sydney煤田的石炭系煤层的情况与比相反，这里地表的四层煤（A、B、C、D）的反射率都一样（相当于V—7，图2-20）。随着埋藏的加大，R_o从0.75%增大到0.9%，就单个煤层而言，也是随矿井井深的增加而煤的牌号增高，因而，等反射率线不平行于矿层，而呈水平。这反映了本区最大负荷是发生在石炭系形变之后，Hacquebard称这种煤化作用为形变后的（Postdeformational Coalification）。这里的反射率梯度为0.5/100m。

3．断层研究

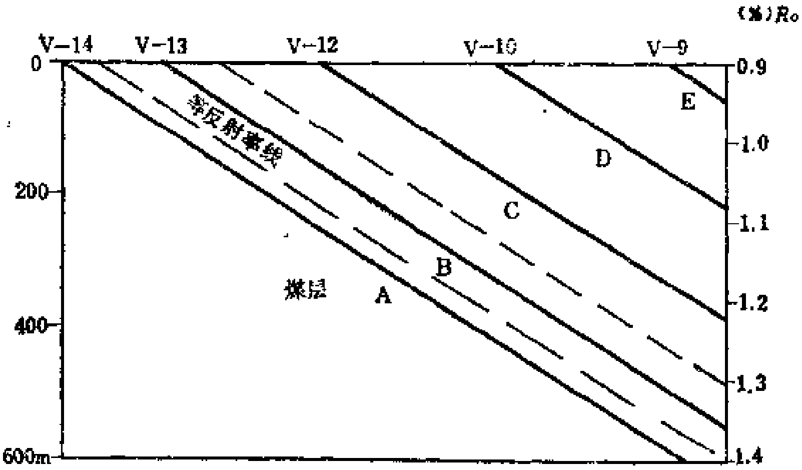


图 2-19　形变前煤化作用的判别特征
（美国落基山区图中实线为煤层层面，虚线为等反射率线）
（据P. A. Hacquebard, 1975）

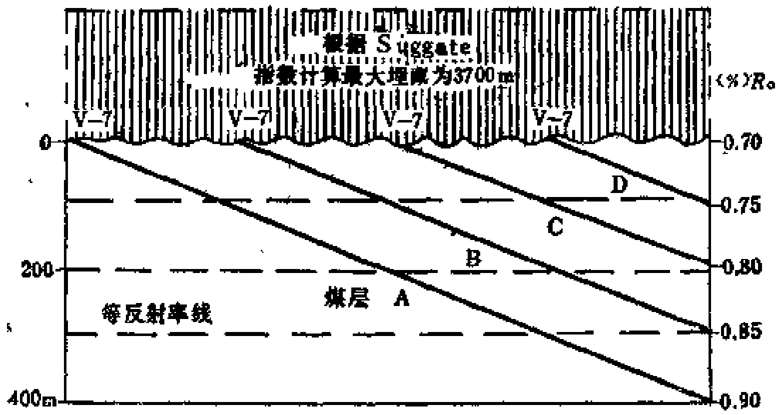


图 2-20　东加拿大马列丁区形变后煤化作用的判别特征
（据Hacquebard, 1975）

如上所述，在一个连续沉积层系中，固体有机质的反射率应随深度有规律地递增，但如果有断层存在，这种规律性就会遭到破坏。例如，落基山前Brule探区Shell-Soloman Creek 1号井曾在下白垩统中钻遇七层煤，它们的反射率与深度的关系如图2-21所示。从井深200m到400m，煤层E、D、C′、B′的反射率值有规律地增大；下部C、B、A三层煤，反射率值以相同的梯度向深处有规律地增加，但上、下不相连续，C′和B′的反射率值似乎C、B处重复出现，暗示着可能是同一矿层的再现。这种情况可解释为存在着一个大的逆断层。

同样，在图2-22中，反射率的分割表明至少有四次大的错动，而且其落差随深度的增加而加大。应当指出，这个方法对年轻的断层较为有效，如果断层较老，则开始由断层引起的低成熟度岩层以后进入温度较高的地带时，其成熟度可以随时间的推移而逐渐趋于与其埋深相适应，以致无法识别。

4．判别火成岩侵入体的位置及其影响范围

由岩浆侵入而引起的局部增温可使侵入体附近的沉积岩层中的固体有机质反射率大幅

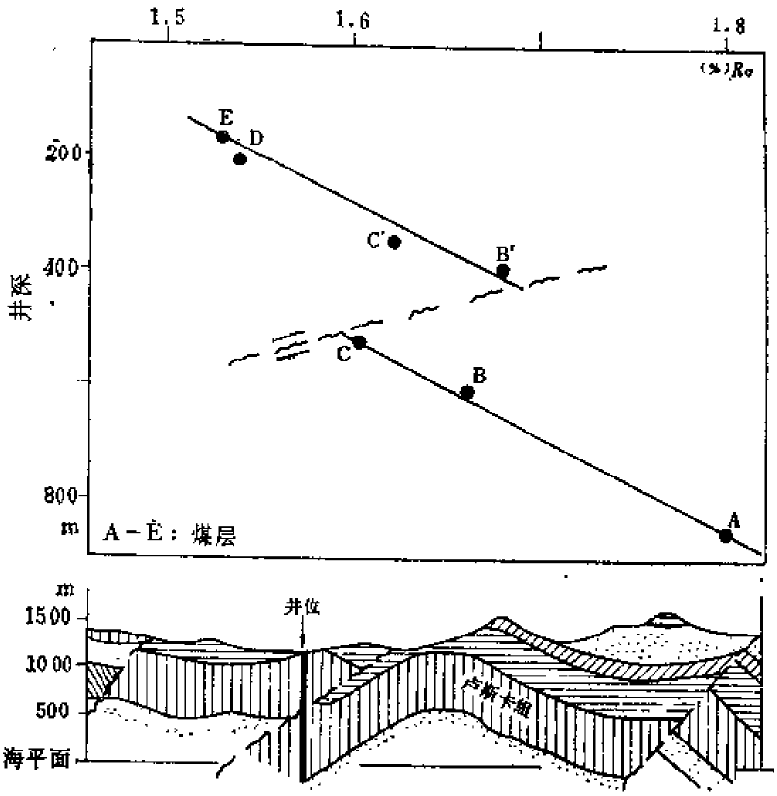


图 2-21 落基山前一口探井中煤层反射率的变化图
(暗示有一逆断层)
(据Hacquebard, 1975)

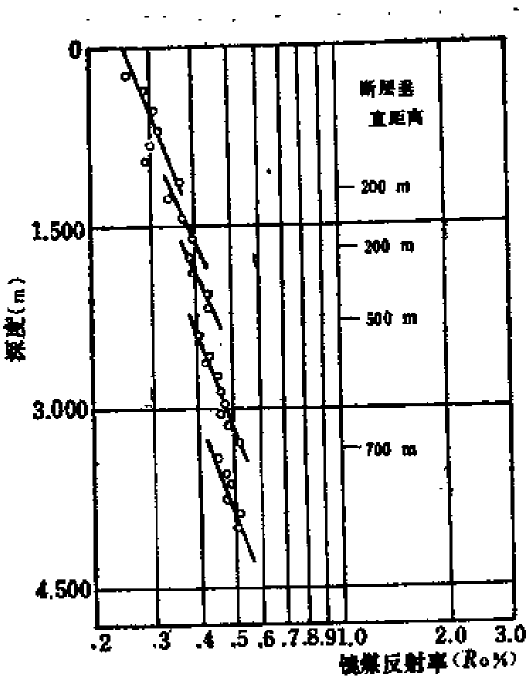


图 2-22 南美一口井的干酪根反射率与深度的关系曲线（表示近代的逆断层对它的影响）
(据W. G. Dow, 1977)

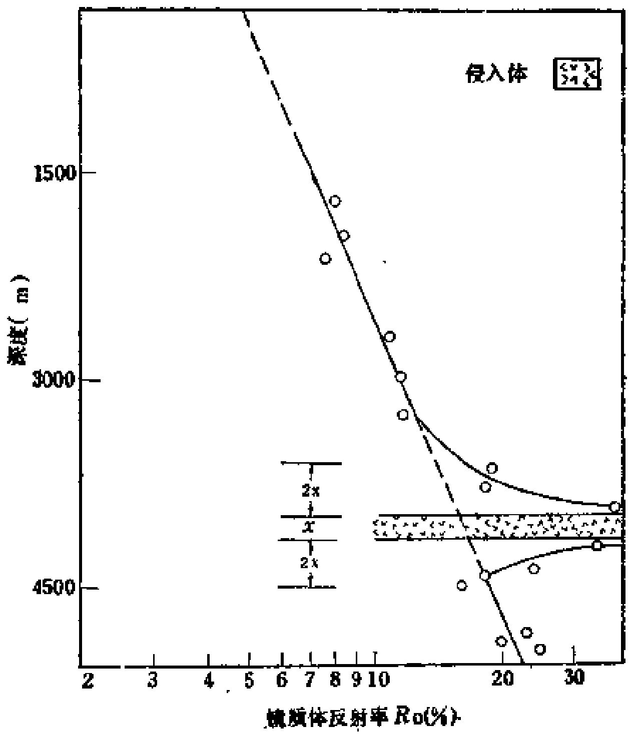


图 2-23 美国得克萨斯州德拉瓦尔盆地井下反射率图（表示侵入体对围岩反射率的影响）
(据W. G. Dow, 1977)

度增高。如图2-23所示，接触变质带中的有机质已转化为$R_o>3\%$的石墨残余。这种影响随着离侵入岩体距离的加大而减小，最终趋于正常。根据这个情况，可以大致估计出侵入岩体的影响范围。Dow从得克萨斯州德拉瓦尔盆地的侵入体对围岩反射率的影响中得出：受侵入体影响的厚度大约是侵入体厚度的两倍，而且往往上部比下部轻微。Bostick的研究同样亦证明在脉状侵入体四周围岩中的有机质变质程度剧增，但其影响距离不远，一般为岩脉厚度的1/2—1倍。

5．研究古地温

固体有机质反射率随着温度的升高R_o值逐渐增大，它们之间存在一定的关系。加之，这个过程是不可逆的，所以可根据沉积岩中固体有机质的反射率估算地质历史上曾经受过的最高温度。各国的科学家在这方面作了大量的工作。表2-6中列举了目前已公布的世界各地关于煤阶与古温度方面的材料。

И. И. Аммосов等（1975）根据反射率和钻孔内的今温度建立了一张为达到给定的反射率水平所需的最低古温度表（表2-7，今地温梯度近似地代表古地温梯度）。

由表2-6和表2-7的资料可以看出，Аммосов等人用R_o估算的古地温比其他人的高得多，以$R_o=0.5\%$为例，二者相差将近40℃，当$R_o=1.5\%$时，相差达到50—100℃。Bostick认为，可能是因没有考虑反应持续时间的缘故。他指出，在用反射率值估算古地温的时候不可忽略时间这个因素。下面介绍几种温度-时间-成熟度的关系图版。

（1）Lopatin图版（图2-24）

图版以反射率（$R_o\%$）表示成熟度，用它与时间-温度指数（TTI）建立关系曲线。

表 2-6　世界各地煤阶与古温度的关系数测据表

（据G. J. Demaison, 1975）

壳质组颜色	镜质体反射率	含碳量	煤阶	挥发份	法国	德国	苏联	美国	加拿大	澳大利亚
					巴黎盆地	上莱茵地堑			西加拿大	库珀吉布斯兰
变化是渐变的	$R_o^{max}\%$	C%	ASTM	Vol%	Correia 1969	Teichmüller 1970	Kartsev Vassoevich 1971	Bostick 1971	Staplin 1973	Demaison 1973
黄色			次沥青煤							
2	0.5	76	高挥发份沥青煤	45	60°		60°	55°	65°	60°
	0.7	82		40		80°	80°	75°		100°
橙色	0.9	84		36	90°	115°	115°	90°		115°
3	1.12	86		31			135°	100°	140°	130°
棕色			中等挥发份沥青煤							
				22			150°	120°	170°	155°
3.5	1.51	90	低挥发份沥青煤							
暗棕—黑色	1.92	91		14			165°			
			半无烟煤							
4	2.50			8			210°		200°	
不透明			无烟煤							

表 2-7 R_o与最低古地温关系表

镜质体反射率		最低古温度℃
$10\times R_{air}$	R_o(%)	
72	0.48	100
76	0.59	125
80	0.72	145
84	0.86	165
88	1.00	180
92	1.16	195
96	1.42	210
100	1.50	220
104	1.70	230
108	1.92	235
112	2.14	240

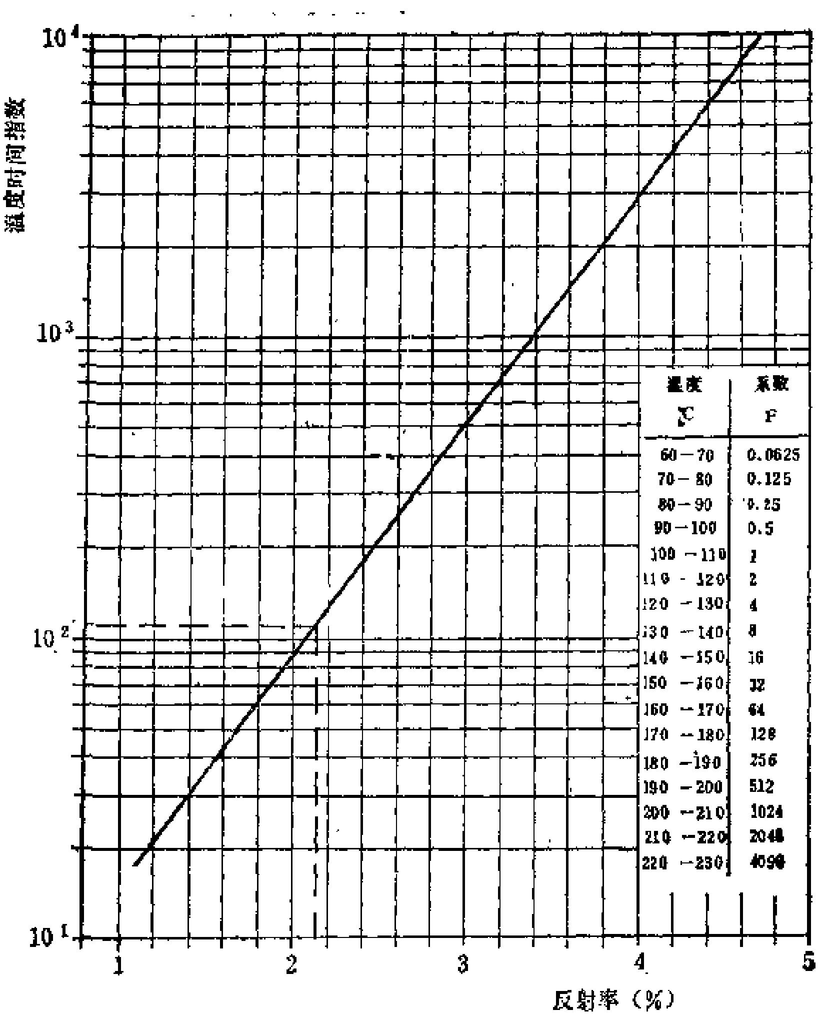


图 2-24 Lopatin法 时间-温度指数与反射率的关系图
（据J. Karweil, 1975）

该图版是建立在温度每升高10℃，反应速度增加一倍这个古老的法则基础之上的，并用一个温度对反应速度影响的系数F对埋藏时间进行校正。用一个例子可以有助于对这个方法的理解。设有一煤层先在105℃下经历了30Ma，而后，又在135℃下经历了10Ma，求它的成熟度R_o%。首先在图右边的小表内查得温度，每个温度都有一个校正持续时间对温度影响的系数F。105℃的F值为1，30Ma的时间-温度指数为：

$$30(\mathrm{Ma})\times 1=30$$

135℃的F系数为8，所以，10Ma万年的时间-温度指数为：

$$10(\mathrm{Ma})\times 8=80$$

总的时间-温度指数为：

$$\Sigma \mathrm{TTI}=30+80=110$$

再从纵坐标上找到110，从110点处作平行于横坐标的直线，使其与图内的直线相交，过交点作垂线，求得与TTI＝110相对应的反射率值为2.14%。作者曾用这个方法成功地计算了Müsterland钻孔的煤化作用。

如果我们事先已测得样品的反射率值，并且埋藏时间也是已知的，则可反求，找出古温度。

（2）Karweil图版（图2-25）

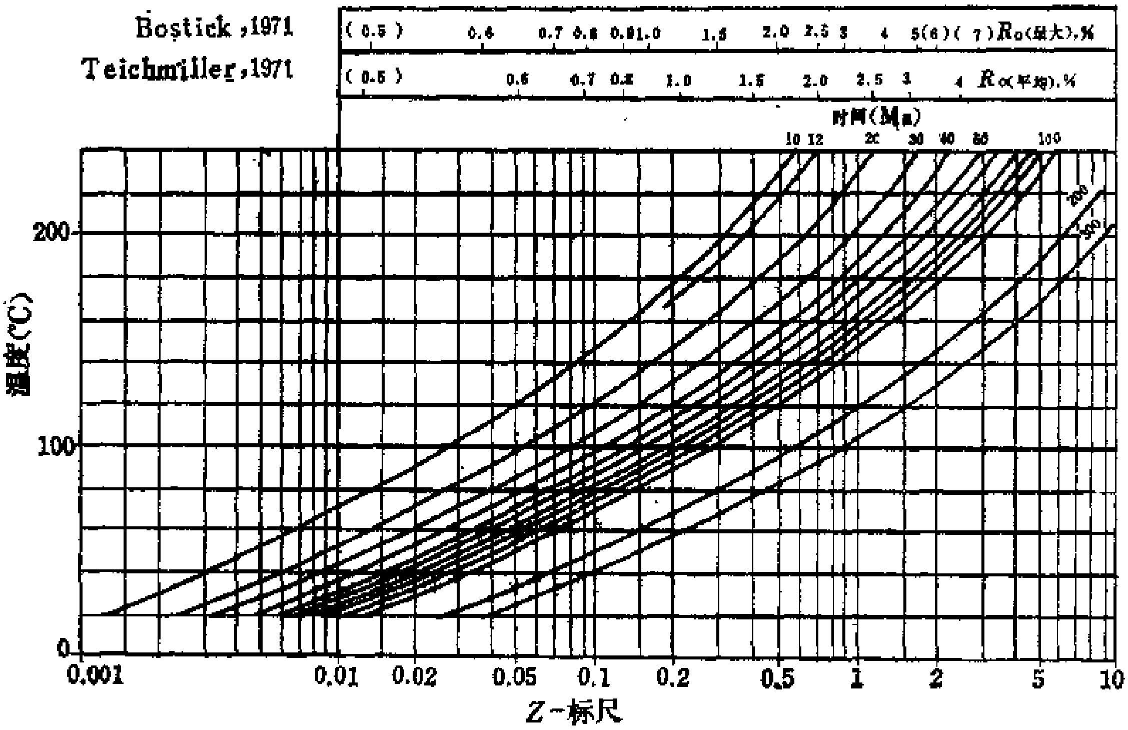


图 2-25 Karweil图版

（据Bostick、Teichmüller，1971）

Karweil图版也是比较常用的方法。这张图版是根据化学反应动力学，以鲁尔区煤的活化能$E(=8.4\times4.1840\times10^3\mathrm{J/mol})$和频率因子$A(=2.27\cdot10^{-4}a^{-1})$加以计算绘制的。Bostick（1971）和Teichmüller（1971）又在图版上叠加上镜质体反射率的资料，这样就可以根据反射率值和受热时间（Ma）从图中直接找到古温度（或最大埋藏深度）。例如某

地层内的固体有机质时代为34Ma，其中20Ma埋深为1500m，从图中找到转换系数Z值为0.029；后14Ma埋深为800m，此时的转换系数为0.0075，Z的总值等于0.0365，它相当于挥发份含量为47.2%，反射率值为0.41%，属于亚沥青煤阶段。同理，只要确定了煤化作用，就能从R_o值直接读出古温度。

（3）Hood(1975) 图解法

Hood提出以有机变质程度——LOM作为反映石油生成、破坏整个热变范围的一个连续数字标尺。这是在Suggate（1959）的数字牌号基础上发展起来的。后者以304.8m(相当于100英尺）上覆地层的增量作为碳化作用的一个牌号单位——即一个Suggate系数。Hood为了避免在LOM标尺中包含绝对最大深度的涵意，提出用最大温度（T_{max}）和有效受热时间（t_{eff}）把从地表到无烟煤一变质无烟煤整个范围等分为20个代表有机质变质程度的数字标尺。并规定有效受热时间为目的层达到最高温度的地质年代与比最高温度低15℃的相应地层的地质年代之差，它可通过埋藏史的分析求得。镜煤反射率R_o值与LOM值之间的关系可按国际煤岩学手册（1971）中镜质体反射率与镜质体挥发份含量的关系曲线推算建立，或根据Hood(1975) 提供的镜质体反射率与活化能的关系式：

$$E = 26.7\lg R_0 + 22.3$$

算出与该反射率相对应的视活化能E_A，在图2-26上查得最大温度。

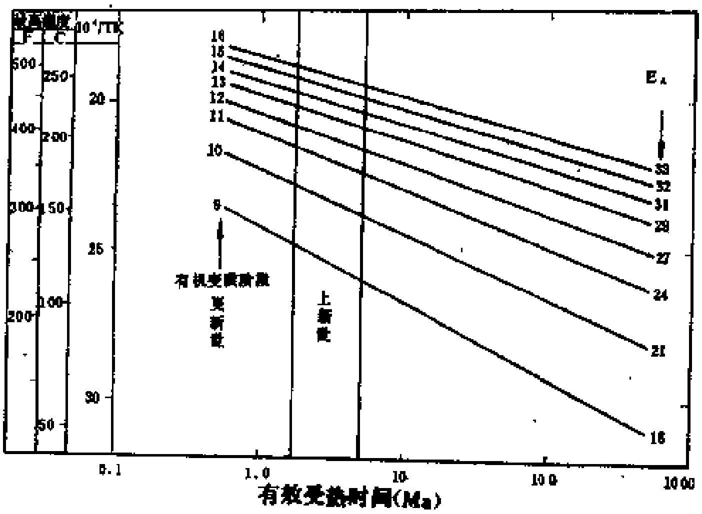


图 2-26 有机变质阶段与有效受热时间的关系图

（据Hood，1976）

与Karweil图版相比较：

①Karweil考虑的是最大温度下的持续时间，Hood用的是有效受热时间；

②Karweil对整个煤阶内的煤化作用均用$8.4\times4.1840\times10^3$J/mol的活化能，比较低，对温度来讲，似乎过分强调了达到某一有机变质阶段所需时间的重要性；而Hood根据图中直线斜率求得的视活化能E_A介于18与$33\times4.1840\times10^3$J/mol之间，因而不象Karweil那样强调时间的作用；

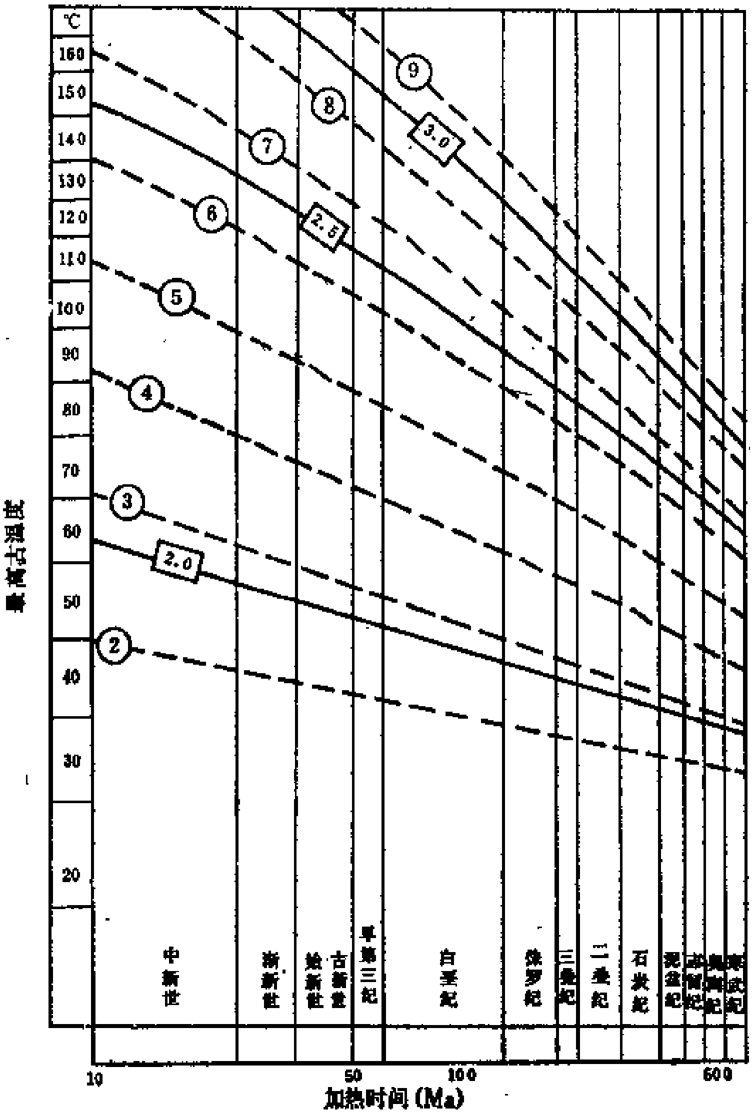
③Hood制定的时间和温度的相互关系，基本上相当于Lopatin的温度每增加10℃，反应速度增加一倍的概念，而Karweil图解因所取活化能值较低而未遵从这一法则。

（4）用孢子颜色估量古温度Staplin等曾根据孢子体随变质作用加深而颜色发生改变的规律，提出了热变指数（TAI），并按变质程度分成5个刻度（参照 表2-1）。后来P. C. Barnard 则根据随深度增加而均值线性增加的特点，采用10分刻度尺。

由于采用了井温和由镜质体导出的温度，使得有可能将孢子体的颜色与最高古温度相对比。图2-27大体上可表明热变指数与受热时间、最高古温度之间的关系。

（5）由区域的R_o与T关系式确定古温度对一个地区，如果具备建立R_o与T直接换算的关系式，则不仅可简化古温度的研究，而且可消除上述方法所不可能考虑到的因素对R_o值的影响。图2-28是我国华北地区两个油区新生代地层中得到的R_o与T关系曲线以及相应的关系式，由此可直接用R_o求得古温度。

固体有机质的光学研究现已有了很大的进展，它已具备了包括对有机质类型、结构、演化系列一整套完整的工作方法。加之它具有设备简单、测试周期短的优点，所以正日益



④ 巴纳德 Barnard 等的孢子颜色指数

[2.0] 斯塔普林 Staplin 的热变指数

图 2-27　孢子颜色与古温度受热时间关系图

（据B. S. Cooper, 1977）

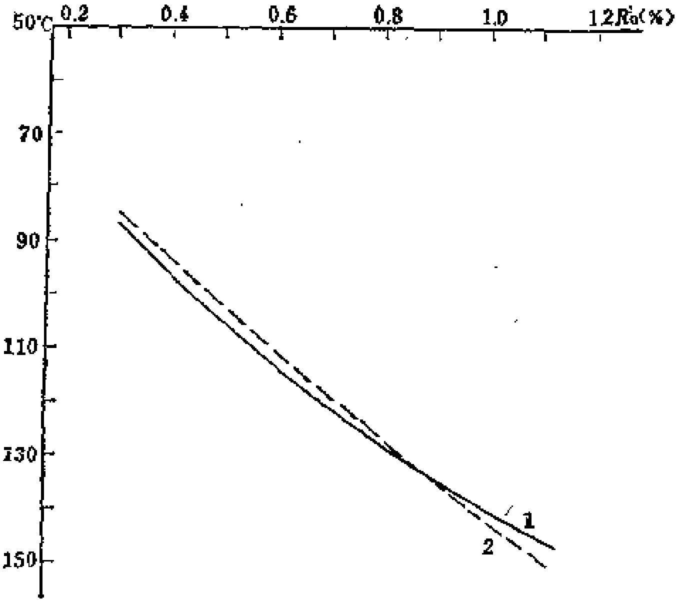


图 2-28　华北两个油区新生代地层中的R_o与T关系曲线

曲线1：辽河坳陷西部凹陷马探1井$R_o\% = 0.0000002857T^{2.591}$

曲线2：饶阳凹陷宁8井$R_o\% = \frac{T}{80.9494} - 0.745$（据汪缉安等，1985）

为石油地质工作者所重视，并已经取得了一批重要成果。今后对下列问题应予以重视：

（1）对不同类型的固体有机质的光学性质分别建立演化系列，并从中找出它们之间的对比关系；

（2）进一步研究围岩对固体有机质变化的影响；

（3）制定一个统一的分析工艺和流程，以利于统一对比。

主要参考文献

1. 汪缉安、熊亮萍、杨淑贞，1985，地热与石油。科学出版社。

2. J.M.亨特著，1986，胡伯良译，石油地球化学和地质学。石油工业出版社。

3. Alpern, B., ed., 1975, Retrographie organique et potential petrolier. Paris; Editions du C. N. R. S., p. 13—25, 49—67, 123—153, 195—225, 243—253, 275—277.

4. Cooper, B. S., 1977, Estimation of maximum temperatures attained in sedimentary rocks. in: Hubson, G. D., ed., Developments in petroleum geology 1. Applied Science Ltd., London, p. 127—147.

5. Dow, W. G., 1977, Kerogen-studies and geological interpretation. J. of Geoch. Exploration Vol.7, No. 2, p. 77—79.

6. Drand, B., 1980, Kerogen Graham & Trotman Ltd., Paris.

7. Jones, J. M., Murchison, D. G., Saleh, S. A., 1971, Variation of vitrinite reflectivity in relation of lithology. in: Gaertner, H. R. V., and Wehner, H., eds., Advance in organic geochemistry, Oxford-Braunschweig; Pergamon Press. p. 601—613.

8. Kantsler, A. J., et al., 1978, Rank variation calculated paleotemps in understanding oil and gas occurrence. Oil & gas journal, Vol. 76, No.47, p.196—205.

9. Sikander, A. H., Pittion, J. L., 1978, Reflectance studies on organic matter in lower Paleozoic sediments of Quebec. Bull. Canad. Petro. Geo., Vol. 26, No. 1, p. 132—151.

10. Tissot, B. P., Welt, D. H., 1978, Petroleum formation and occurrence. Spinger-Verlag Berlin Heidelberg New York.

第三章 油气运移

油气运移可分为初次及二次运移两种类型，前者指油气从生油层向储集层的运移，后者指进入储集层之后的一切运移。

第一节 油气初次运移

过去在早期成油理论的影响下，多数学者都主张石油是在成岩早期以溶解状态进行初次运移的。近年来，随着先进分析手段在石油地质学中的应用，越来越多的资料清楚地说明，大量的石油是在成岩作用晚期生成的。与此同时，对油气运移的研究，也进入了一个新阶段，即由主张成岩作用早期运移转向主张成岩作用晚期运移；在运移相态上，除一些人仍坚持烃类以溶解相态进行初次运移外，又提出了以分子扩散、气溶及游离油相等进行运移的新观点；在运移通道上，由原来的以孔隙为主转变为主要是通过微裂缝运移；由于微裂缝的发育具间歇性闭合和张开特征，相应地提出了初次运移是断断续续进行的；在运移动力上，由早期的以地静压力压挤为主转而认为是多种原因所引起的异常高的孔隙流体压力的驱动。

一、初次运移中油气所处的相态

由于人们很难看到油气在细粒生油层中实际发生的初次运移过程，所以，对这个问题的认识有分歧。归纳起来，主要有两类观点：即主张以水为载体的水溶运移学说和不以水为载体的油相和气相运移学说。

有关这些学说的具体论点，在已经出版的石油地质学教材中均有阐述（西北大学地质系石油地质教研室，1979；潘钟祥等，1986），这里不再重复。总观各种观点，虽然它们之间存在着较大分歧，但有一点似乎是共同的，即都承认烃类在初次运移中所处的相态与很多因素有联系。正是从这一点出发，近年来一些学者认为，绝不能简单地以某种相态代替其它相态，而应该综合考虑岩石及其中所含水体和烃类随时间、温度、压力变化的不同条件，如L. C. Price(1980)提出了在一定条件下几种相态可能都存在的见解，而另一些学者，如C. Barker(1981)与B. P. Tissot和D. H. Welte(1978) 等，则提出了在不同条件下可能以某种相态为主的观点。

L. C. Price是主张以分子溶解相态进行初次运移的，并且批评过以油相和气相进行运移的看法。但目前他却认为在地下 200℃ 以上的高温条件下，三种相态都可能有效地进行初次运移，并提出了一个相关的运移模式（图3-1）。这个模式是建立在他和其他人员的实验成果及他对深井有机地化资料研究的基础之上的。根据这些工作，他认为在自然条件下，在温度200℃时，烃类并不热变为甲烷和石墨。特别是在闭塞的高压条件下，温度超过200℃时，C_{15}以上的烃类在很长的地质时期内仍可大量存在。这就是说，在地壳深处的沉积物中，仍会有大量石油烃存在。这些烃类可以上述三种相态在高流体压力作用下首先进入断层带，然后沿断层带向上运移。在运移过程中，由于温度、压力的下降，造成烃类

从水中和气中释出，形成长的游离烃相。这些烃类和水体在水力和浮力作用下还会继续向上运移。当它们上升进入正常压力段时，在上升流体压力超过储层孔隙流体压力的深度段，就会进入储集层，并在其中进一步运移，在适宜的圈闭中聚集成油气藏。Price 还列举了大量实例，如西加拿大阿尔伯达山麓区已发现的几十个油气田及美国南得克萨斯州发现的许多大油气田等。他认为它们都是按这种模式运移和聚集起来的（图3-2、3-3）。

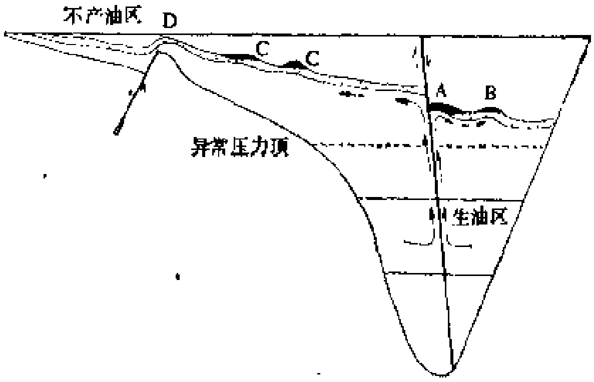


图 3-1　石油运移模式简图

箭头表示石油运移途径

（据L. C.Price, 1980）

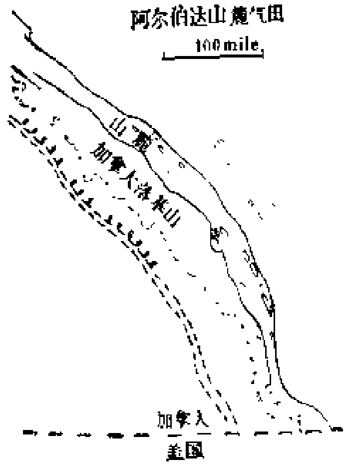


图 3-2　西加拿大山麓逆掩断层区的气田

（据L. C. Price, 1980）

1mile = 1609.344m

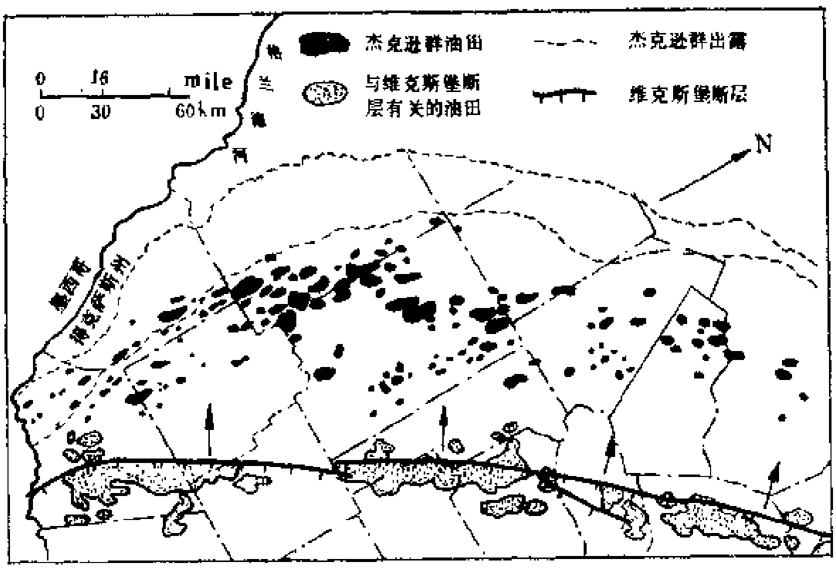


图 3-3　美国南得克萨斯州杰克松砂岩和维克斯堡断层产油区分布图

箭头表示石油从维克斯堡断层运移进入杰克松砂岩上倾的地层圈闭中

（据L. C. Price, 1980）

1mile = 1609.344m

Price没有把三种相态在地下的存在绝对对立起来，这是一个进步。但认为在深部高温条件下三种相态不分主次同时都出现的观点却不一定正确。另外，把油气都归结为深部来源的看法，与油源对比资料往往也有矛盾。

我们认为在相态问题上，C. Barker与B. P. Tissot和D. H. Welte 等的看法可能更符合实际，即主张在不同的深度段，由于影响运移的主要变量——水、岩石、烃类等发生变化，可能以不同相态存在（图3-4、3-5）。

在比较浅的深度段（一段在1500m之上）。从细粒沉积岩中压挤出来的水体比较丰富，岩石孔隙比较大，但由于温度太低以致不能生成大量石油，而能够存在的烃类，也主要是

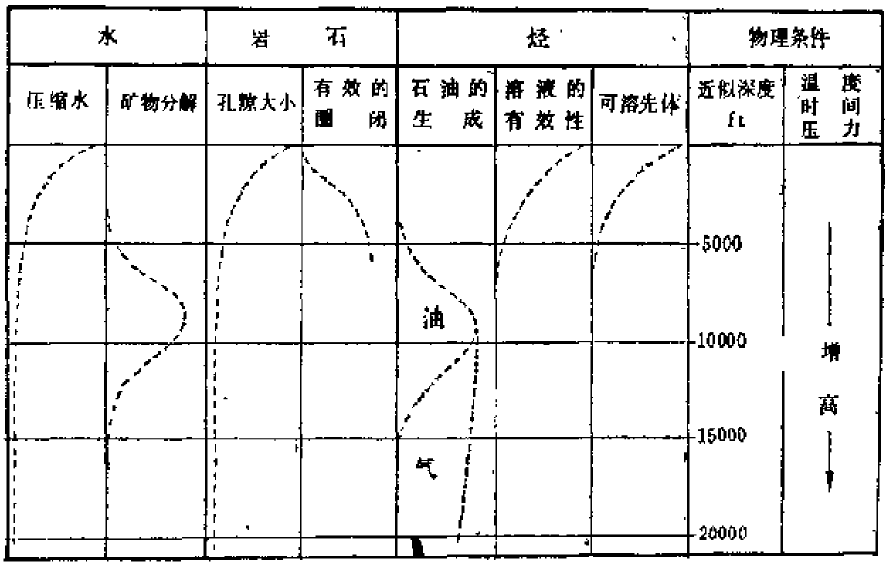


图 3-4 表示影响运移的主要变量——水、岩石及烃类随深度、时间等的变化图

（据 C. Barker, 1981）

1ft = 0.3048m

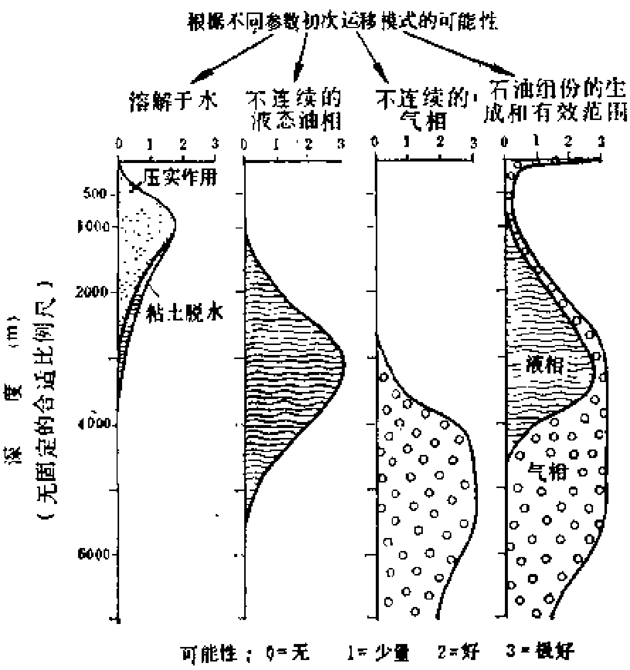


图 3-5 不同深度初次运移的可能方式概略图

（据B. P. Tissot和D. H. Welte, 1978）

生物化学作用生成的甲烷及保存在生物体内的成熟度不高的烃类。这些烃类主要是芳烃及含O、S、N的一些极性化合物和醇、醚等可溶性烃类先驱物。从水体比较多，所存在的甲烷及其他烃类溶解度又比较大来看，这一深度段烃类的运移可能是以溶解状态为主。另外，考虑到有比较多的极性分子存在，孔隙又比较大，故也可能有一部分烃类是以胶束溶解状态进行运移的。

在中等深度段（大致1500—4500m），由于温度比较高，有机质处在成熟阶段，大量生成了液态烃。与此同时，由于压实作用，水体已大量排出，致使油相在孔隙中的饱和度显著提高。此种情况下，在异常高压的作用下，烃类可以游离油相跟水体一起通过页岩细小孔隙或裂缝进行运移。这应该是本阶段的最主要的运移状态。其次如以游离气相等进行的运移也可能存在。这一阶段，由于页岩孔隙一般都小于胶束直径，加之极性化合物已经很少，所以一般不会以胶束溶解状态进行运移。

深部（大于4500m）由于大量生成气态烃，因此，以游离气相进行的运移可能是最主要的。

二、初次运移的动力

如前所述，在晚期运移理论指导下，目前有关初次运移的动力问题，已由过去主张以地静压力的一般压挤作用发展到认为是孔隙流体异常高压的驱动。据研究（K. Magara, 1978; M. C. Powers, 1967; J. R. Burst, 1969; Perry和J. Power, 1972; R. J. Harwood, 1977; H. H. Hinch, 1981; J. A. Momper, 1978; C. D. McAuliffe, 1981），在排水不畅的情况下，有不少因素可引起异常高压，其中最主要的是地静压力、热力、新生流体的增压力等。生油层异常高压的产生，将会使其与相邻储层间造成一个压差。正是在这个压差作用下，油气将从生油层向储层运移。国内外大量实例（C. R. Evans等，1975；邸世祥等，1984；陈荷立和汤锡元，1983）均证实了异常高压在油气初次运移中有重要作用。据C. R. Evans报导，在马更些三角洲地区，90%的油气都聚集在他所划分的混合压实带中（图3-6），这除了本带刚好是与主要成油带及粘土脱水带深度相一致外，另一个非常重要的原因就是其中有具异常高压的生油层存在，特别是它们与具有静水压力的储集层间互存在，这就为初次运移创造了优越条件。我国大庆油田的情况也具有相似的特点，其中萨尔图（下白垩统姚家组二、三段至嫩江组一段）、葡萄花（下白垩统姚家组一段）高台子（下白垩统青山口组二段）三个主要油层及与其间互的具有异常高压的几个主要生油层也正好处在混合压实带上（图3-7）。

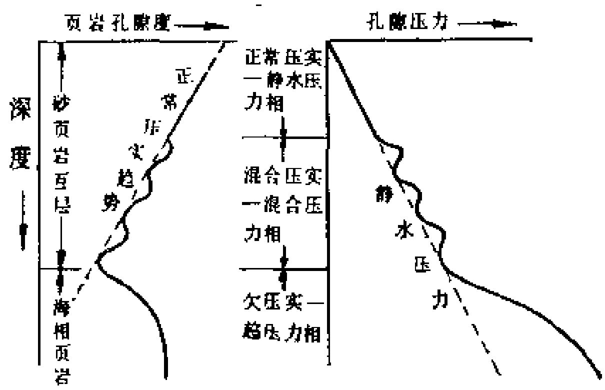


图 3-6 三个压实带中页岩孔隙度和孔隙流体压力分布略图
（据 Evans, 1975）

异常高压在油气初次运移中的重要作用虽然逐渐得到承认，但在如何判断异常高压及如何利用它研究油气初次运移的问题上仍存在着分歧意见。如最近李明诚（1986）提出，根据测井曲线所判断的欠压实段和异常高压泥岩只反映目前地下的孔隙度和流体压力情况。在地质历史中，随着压实条件的变化，它必然也要发生变化。因此，他认为用这种将

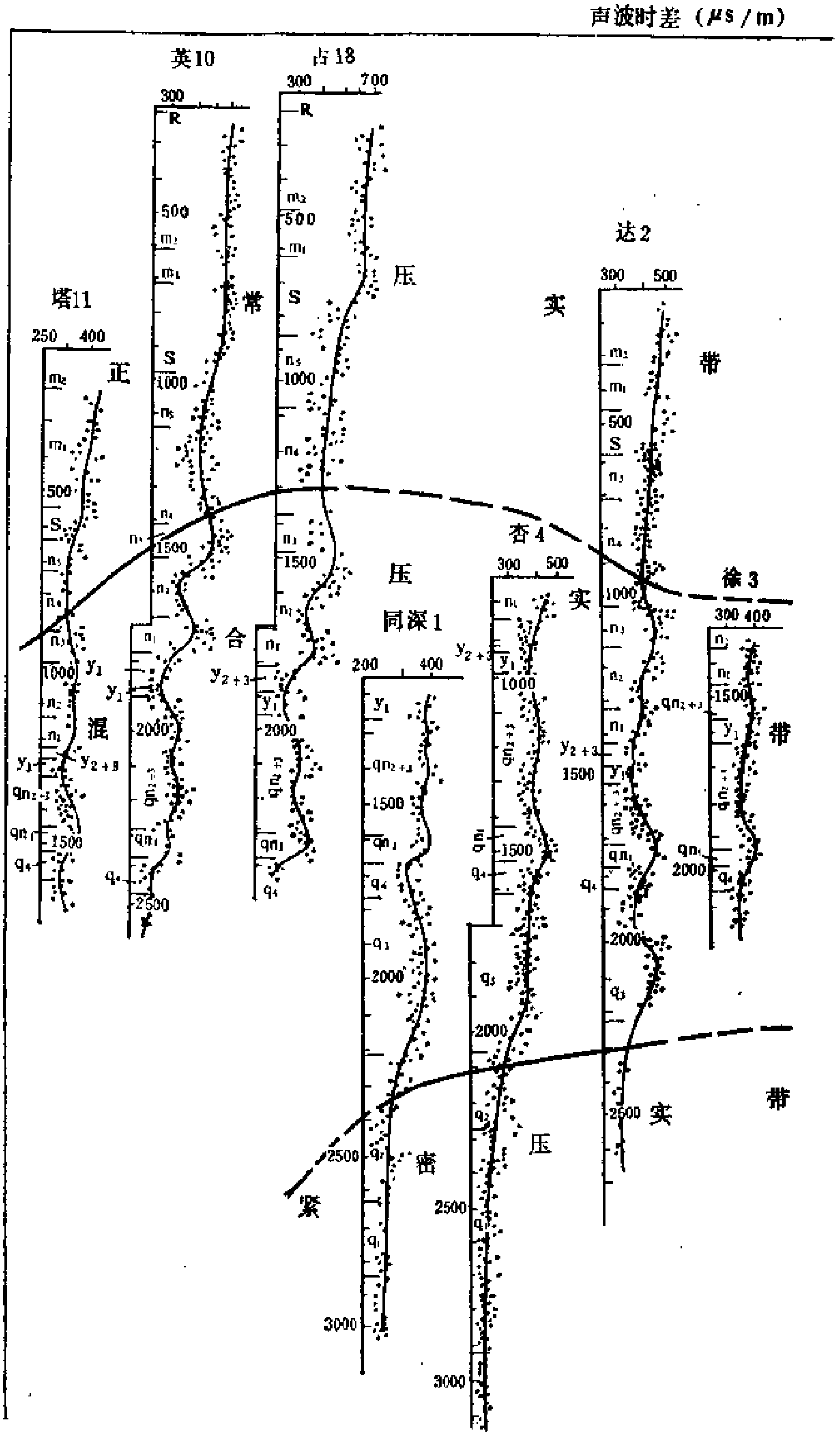


图 3-7　松辽盆地中央拗陷声波时差与深度图（以青一段顶为对比基线）
（据邵世祥等，1984）

m_2、m_1——上白垩统明水组2、1段；s——上白垩统四方台组；n_{5-1}——下白垩统嫩江组5—1段；y_{3-1}——下白垩统姚家组3—1段；q_{n3-1}——下白垩统青山口组3—1段；q_{4-1}——下白垩统泉头组4—1段

今论古的静态分析方法未必合理，而应进行动态分析，即利用泥质沉积物压实的不可逆性以及泥岩在剖面上岩性组合对产生欠压实的影响，在压实曲线上找出古异常高压泥岩消失带和欠压实泥岩后期压实趋势，并认为那些具有异常高压消失趋势的古生油层才是有效生油层。我们认为这种动态分析法理论上是成立的，但如何具体进行这种分析，作者并未交代清楚。因之，尚需进一步完善。

三、初次运移的通道、时期、方向、距离和数量

1．关于通道问题

初次运移的通道不外孔隙和微裂缝两种。各种生油岩的孔隙都非常小，特别是页岩的孔隙最小可到1—3nm（图3-8）。如若把几乎固定在矿物表面上的束缚水所占去的孔隙去掉，则页岩的孔隙更小。从图3-8上看出，这种孔隙并不比一般流体分子，包括石油分子大多少，甚至还要小。因此，油气要通过它进行运移，将是比较困难的。当然，如果页岩的孔隙是油浸时，则情况将要好些。

页岩等生油层的孔隙并不是均匀的，除占主要组成部分的小孔隙外，程度不同的可能还会有一些比较大的孔隙。有可能油气会通过这些孔隙运移，但这毕竟是少量的。目前越来越多的人主张是通过微裂缝进行运移的。

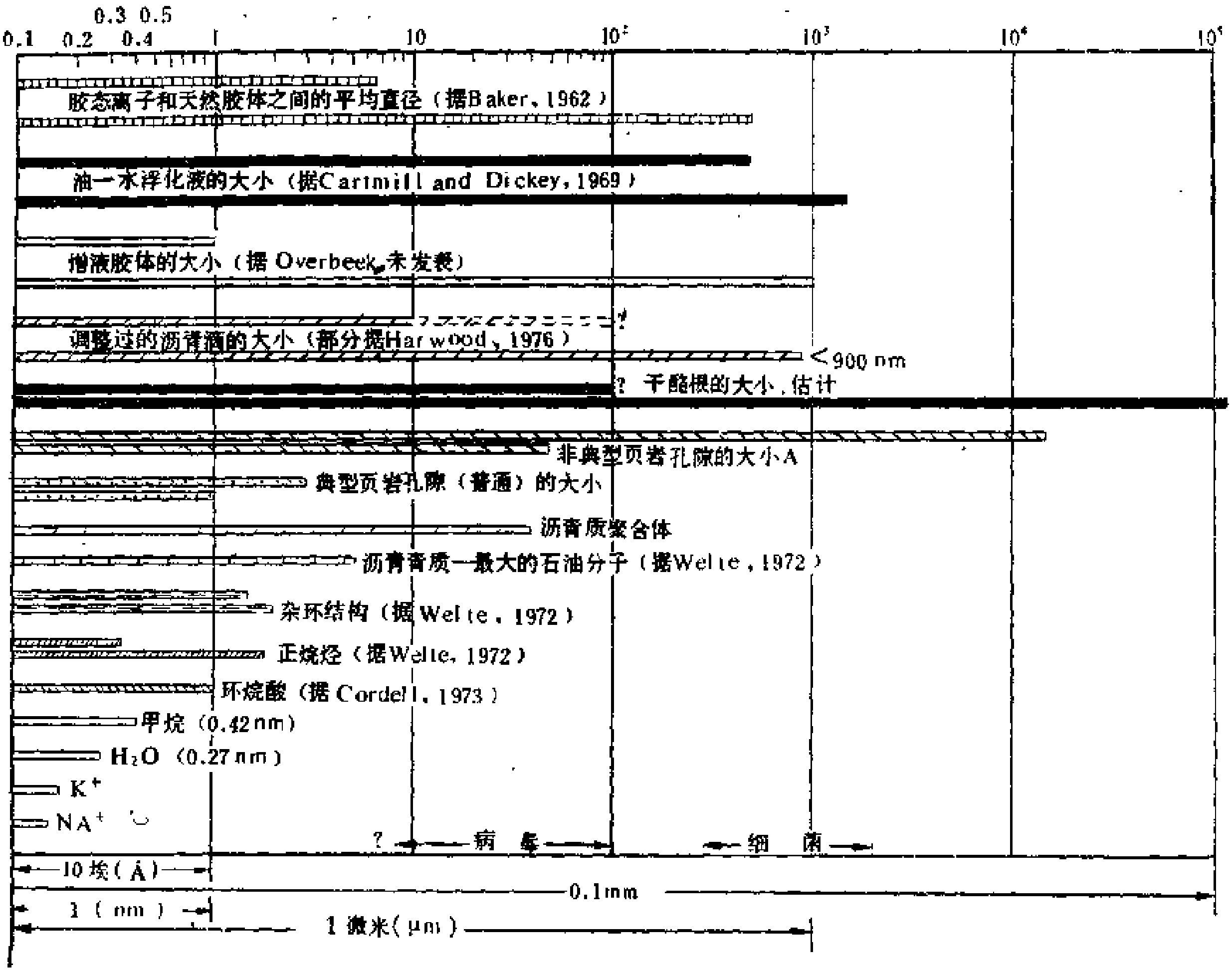


图 3-8　母岩中以毫微米表示流体质点和微滴大小的六级图

（据J. A. Momper，1978）

关于微裂缝的形成机理，不少人进行过研究。60年代初，A. H. Снарский就指出，如果岩石孔隙中的流体压力超过该处静水压力1.42—2.40倍时，便会超过岩石的机械强度产生微裂缝。在干酪根大量生成油气时，岩石孔隙流体压力超过正常静水压力，甚至超过岩石静压力的情况是完全可能的。他计算过在3100m的深度，岩石孔隙流体压力至少可以升至750×98.0665Pa。此压力高于该深度静水压力的2.5倍，高于该处岩石静压力的1.1倍，显然是可以产生微裂缝的。因此，他主张微裂缝是油气初次运移的主要通道。

B. P. Tissot等（1971）曾进行过对含有某种有机质组份的一定体积的粘土逐渐加压的实验，发现当压力突然下降时，N_2气也突然排出，同时粘土也产生了许多微裂隙（图3—9）。说明当烃类生成时，伴随着产生微裂缝是完全可能的。

近年来，随着对异常孔隙流体压力形成机理的研究，人们更相信在地下深处的异常压力带中，当孔隙流体压力升高到一定程度时，出现微裂缝不仅是可能的，而且是必然的。P.E. Gretener（1979）和J. D. Rouchet（1981）就持这种观点。他们把自然界压力分布状况分为液体和固体两种情况，指出前者在三维方向上的压力都相等（应力分布为球形的），后者则不相等（为椭球形的）。他们认为岩石在地下受压的情况与后者相同，即在三个方向上承受不同的压应力（S_1、S_2、S_3分别表示三个主应力方向上的压应力）。考虑到作用于岩石骨架三个主应力方向上的有效压应力（δ_1、δ_2、δ_3）等于相应方向上的压应力减去孔隙流体压力，即$\delta_1=S_1-\rho$；$\delta_2=S_2-\rho$；$\delta_3=S_3-\rho$，因而，如果岩石的孔隙流体压力增高至等于最小压应力时，则在该方向上的有效压应力，即围限压力就必然等于零。此时若上覆负荷压力大于岩石的破裂强度，则势必会产生张开裂隙。如果孔隙流体压力等于甚至

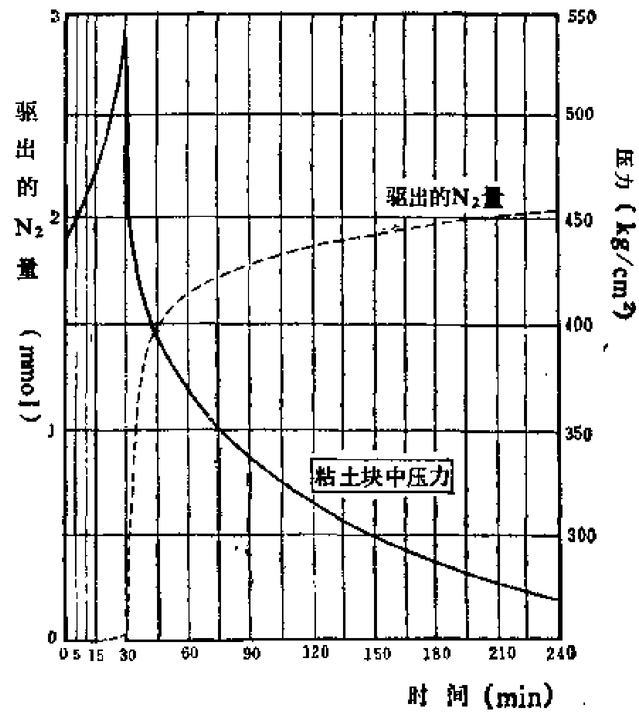


图 3-9　在体积固定的粘土块中，气体（N_2）的形成与驱动（最初压力为440kg/cm²）
（据B. P. Tissot等，1971）
1kg/cm² = 90866.5Pa

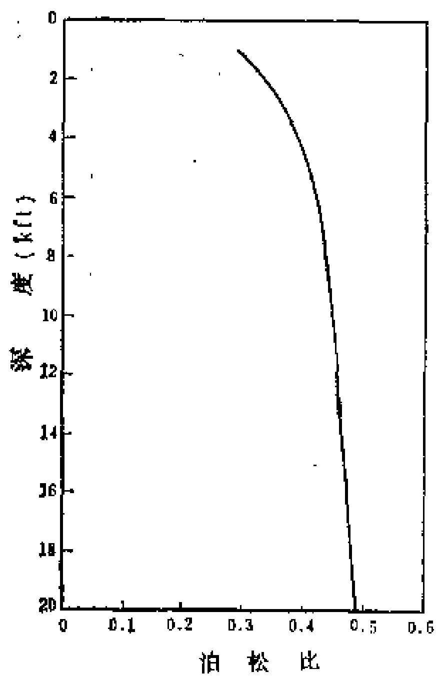


图 3-10　湾岸地区深度与泊松比关系图
（据B. A. Eaton，1969）
1000ft = 304.8m

大于垂直方向上的压应力，则还可能产生水平张开的裂隙。

K. Magara(1981, 1983) 对裂隙形成机理研究后指出，假定地下有一个小的单位岩石立方体，它受控于垂直压应力，而侧向膨胀完全受周围岩石压力所限，即水平应变ε_Y和ε_X不发生变化。此时，其水平有效压应力可用公式3—1求得，

即
$$\delta_Y=\delta_X=[\mu/(1-\mu)]\cdot\delta_z \qquad (3\text{—}1)$$

式中 δ_X、δ_Y——水平方向上的有效压应力；

δ_z——垂直方向上的有效压应力；

μ——泊松比，即单位横向应变与单位纵向应变之比。

据D. M. Phillips (1948) 与 B. A. Eaton(1969) 的研究，泊松比值随埋深加大而加大（图3-10）。因此，从上式看出，在静水压力带，随着埋深加大，垂直有效压应力增加〔$\mu/(1-\mu)$值常为正值〕，侧向或水平有效压力也将增加。在异常压力带，随着埋深加大，地静压力相应增大，但其速度则比由水热效应所导致的孔隙流体压力增长要慢，侧向或水平压力将逐渐变小（图3—11）。但因在异常压力带，由于流体压力非常高，远远抵消了水平有效压应力减小的影响，所以裂开压力（最小水平有效压应力和流体压力总和）并不很低（图3—12）。在上述条件下若异常压力带的流体沿某一通道（断层或孔隙上移时，因其流体压力梯度的减小比裂开压力梯度的减小要小，因而当某一深度其流体压力梯度大于裂开压力梯度时，流体流至该深度，就会使岩层压开许多裂隙。另外，K. Magara还指出，

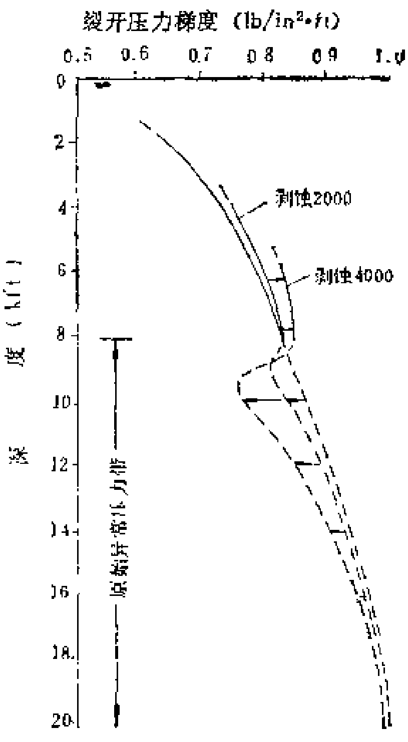


图 3-11 表示在静水压力段（实线）和异常压力段（虚线）计算的因剥蚀而致的水平压力的变化图

异常压力段被假定是在剥蚀前原始深度8000ft之下

(据K. Magara, 1981)

1000ft = 304.8m; 1lb/in²·ft = 22521.833Pa/m

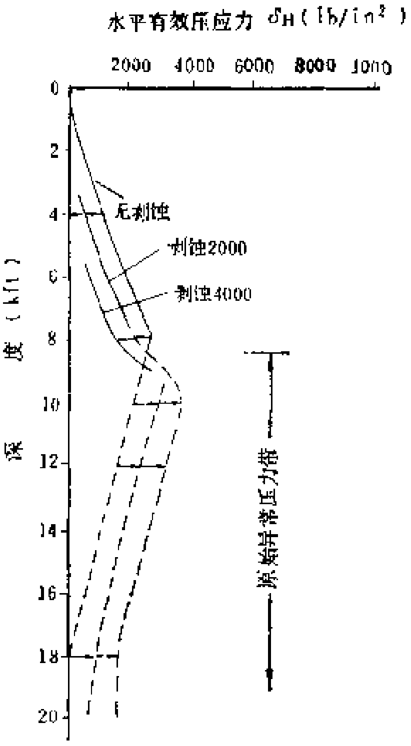


图 3-12 表示静水压力段（实线）与异常压力段（虚线）由剥蚀计算的裂开压力梯度的变化图

异常压力段被假定是在剥蚀前原始深度8000ft之下

(据K. Magara, 1981)

1000ft = 304.8m; 1lb/in² = 6894.76Pa

如果有剥蚀发生，则如图3-12所示，裂开压力梯度下降最厉害的深度段，应是原始异常压力带的最上部。如果有流体从深部流入这一部分，则在该处就会压开许多裂缝。如果剥蚀继续到接近沉积物厚度的三分之二被移去时，则水平有效压应力可能变为零左右，沉积物将会变得无任何支撑力，这种情况下也容易产生裂隙。

微裂缝是由异常高压产生的。裂缝产生后，随着流体的流出，压力势必要释放。据研究，当孔隙流体压力小到一定程度时，裂缝又会封闭。只有当压力进一步聚集，才会再次张开，并重新发生运移。这样一张一闭，可有多次循环。因此，一些人提出初次运移可能是断续进行的。

2．关于主要运移时期问题

判断主要运移时期，无疑应和生油层所含有机质的成熟史及生油层本身的压实史紧密相联系，只有该层所含有机质已大量成熟，该层本身同时又较快被压实的时期，才应是其中烃类被排出的主要时期。

恢复生油层所含有机质成熟史，首先要编制该地区沉积埋藏史图。在该图上按根据恢复厚度所绘制的生油层底界埋藏史曲线与根据古地温梯度及温度与时间补偿关系式所求该生油层有机质的门限深度线、气态烃界限深度线和干气界限深度线分别相交有三个点，根据它们所处位置，可确定出其开始生油、生凝析气和生干气的时期。如从图3-13上就可清楚地看出在古龙凹陷古11井地区，其青山口组生油层开始生油的时期应为白垩纪嫩江组末。当在这种图上求得了开始生油和生凝析气的时期时，则其主要生油的时期很容易就能确定，即一般它应是上述二时期之间的时期。

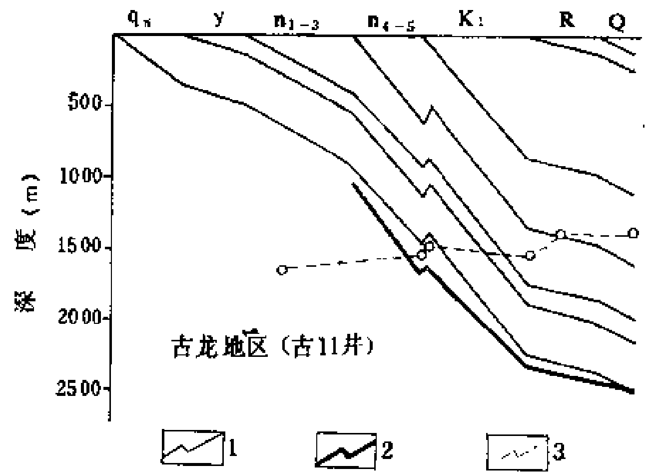


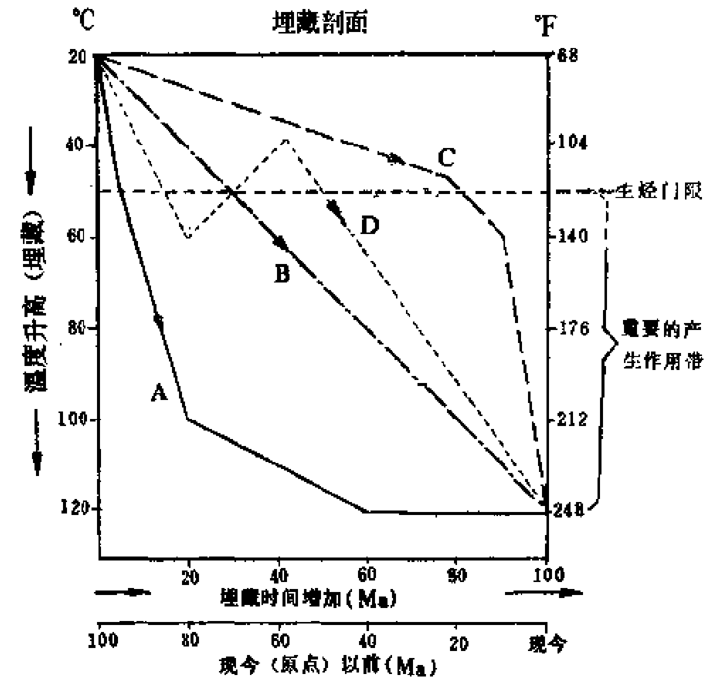
图 3-13　松辽盆地古龙地区古11井下白垩统青一段门限图
（据杨万里等，1982）
1.地层埋藏曲线；2.青一段底面压实恢复曲线；3.青一段生油门限
Q、R、n_{1-5}、y及q_n分别代表第四系、第三系、白垩系嫩江组、姚家组及青山口组

如上所述，在有机质大量向烃类转化的时期，由于新生流体的增压作用及压实不平衡等的作用，往往会使生油层孔隙流体具有异常高压，这就同时为流体运移提供了动力。因此，一般说来，按成熟史确定的主要成油期也应该是主要初次运移期。若因地质条件变化，使有机质成熟作用发生间断或速度变快时，初次运移也应间断或缩短时间。如图3-14从主要生油期与主要初次运移基本一致的观点看，A样所代表的生油层，从距今90Ma—40Ma期间已生油并运移，之后已处在生气阶段。因此，目前在这套地层中的石油可能已运移走了。一般说来，在与其相邻的储层中有可能发现聚集，但它本身只可能含气。这个生油层主要运移期的特点是运移开始的早，结束的也比较早。样品B所代表的生油层，从距今70Ma始至今，油气一直在生成并运移着。因此，它应是最好的一套生油层，一般情况下，在与其相邻的储集层会有油藏发现。D样所代表的生油层，虽曾一度升起，但在后

一段(距今50Ma之后)却一直生油并运移着，应属较好的排烃类型。C样所代表的生油层，在头75Ma埋藏很慢，未达到成熟阶段，只在最近 20Ma，特别是 10Ma 内才迅速达到成熟温度，显然不利于生油和运移，要说有运移，也是时间很短。

为了更准确判断初次运移的时期，如上所述，还应进行生油层压实史的恢复工作，其中那些压实比较厉害的时期，说明有较多流体排出。若再结合主要生油时期，将会更好地判断烃类初次运移的时期。

生油层压实史的恢复工作，理论上讲，应该根据该层不同埋深时孔隙度或容积密度去判断。但这样的深度与孔隙度或容积密度无法求排。目前多用该层所在地区不同层位的泥岩孔隙度与深度关系曲线近似地去求得。有关资料的获得，郭庆福等❶ (1982)曾采用不同深度系统取泥岩样并实测其绝对孔隙度的办法。但由于系统取样比较困难，成本也高；另外，有关测定方法也不十分完善。因此，此法位用的并不普遍。目前常用的是泥岩声波时差与深度关系曲线法。主要用压实曲线上压实突变段或混合压实段出现的深度来判断。这些属段往往是排液最有利的深度段。如果这些层段刚好又处在生油深度范围，本身又富



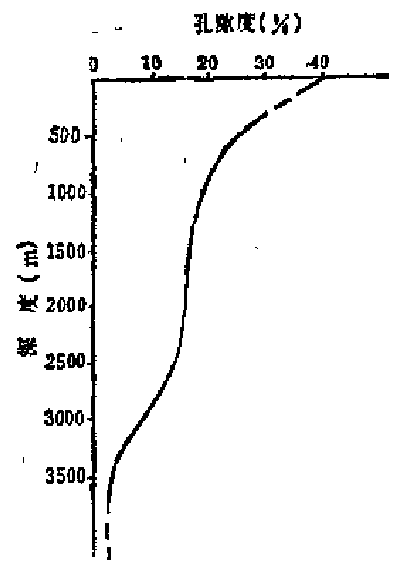


图 3-14 表示成熟史剖面及可能的初次运移时期
(据J. A. Momper, 1978)

图 3-15 大港地区泥岩总孔隙度与深度关系曲线
(据华北石油勘探指挥部1978)

含有机质，则它将是既能生油，又能排油的最有利层段。该深度所反映的时期将是其最主要的排烃时期，象美国湾岸地区及我国大庆油田都属于此种情况(图3-6、3-7)。有时也会出现压实突变层段或混合压实层段与成油深度段不完全一致的情况。此时，如果混合压实段或压实突变段比成油范围深度大，则主要初次运移时期一般应晚于主要成油期。具体时期可按前者出现的深度去判断。此种情况虽不如上述二者一致的情况有利；但所生烃类最终还会运移并在适合该区条件下聚集起来。象我国大港便属这类例子。从泥岩总孔隙度

❶ 郭庆福、刘耀光，1982，松辽盆地油气初次运移

与深度关系图上看出，其压实突变段，即有利于排液的深度为2700—3200m。据研究，其成油门限为1500m。显然此区生油在前，运移在后。若混合压实段或压实突变段的深度比成油范围深度还要浅，则可能有两种情况：一是成油深度范围所反映的时代就是主要排烃时期，当时该段同样是处在压实不平衡状态，具有欠压实特征，但随着之后的不断埋藏，烃类不断排出，压实逐渐达到平衡，欠压实完全消失；二是排液在前，而至成油时，已无排液条件，致使油气未能运移出来。若是第二种情况，当然是最不利的条件。不过，按成油时期一般会引起异常压力等条件推断，第二种情况不应该是常见的。因此，当压实突变段或混合压实段在上时，主要运移时期一般还应按成油深度范围所反映的时代去判断。

李明诚（1984）认为，在讨论初次运移时期时，不能把排液期（急速压实带）与初次运移期等同起来。理由是从P. A. Dickey的观点出发，游离油相运移的最有利时期，应是排液后的时期，因为那时水饱和度才会最低。然而，如果这种排液期指的是成岩早期大量排水和急速压实的时期，无疑是正确的。如果是指进入晚期成岩阶段后的排液期（压实突变带），则不一定很恰当。因为那时地层中，特别是生油层中的水体已经很少，而烃类已大量生成。在这种情况下，按照P. A. Dickey的观点，油相饱和度达到运移临界值是完全有可能的。因此，此时孔隙度的较快减小，不仅包括了水体的排出，也必然包括了烃类的排出，是二者共同排出综合作用的结果。

3．关于初次运移的方向问题

单就从生油层向储集层的初次运移而言，主要是垂向的运移，若侧向上有流体压力相对低的部位，则也可能发生侧向运移。因此，运移的方向关键是看孔隙流体压力的大小，一般是从异常压力高带向静水压力带、从高异常压力带向低异常压力带运移。

G. D. Hobson和E. N. Tiratsoo（1981）认为，垂向运移中，究竟是向上还是向下可由孔隙度与深度关系曲线加以判断（图3-16）。由于如前所述任一深度上的上覆层压力(S)等于该深度处的有效压应力（δ）与孔隙流体压力（P）之和，所以如果在孔隙度与深度曲线上正常压实段和异常压实段上各有一点，而两点的孔隙度都相等（a图D_e与D)，则它们的有效压应力（δ）也必然相等，而D点的上覆压力大，所以它的孔隙流体压力也必然大，其比D_e点的孔隙流体压力增大的具体量应等于两点之间岩柱的总重量（包括水体在内)。

如果正常压实段的孔隙流体压力是知道的，则欠压实泥岩的孔隙流体压力按照Magara（1977）所提下列方程（3—2）即可求得：

$$P=\rho_w D_e+\rho_b(D-D_e) \qquad (3—2)$$

式中 P——深度D处的流体压力（lb/in^2或$\times 6894.76Pa$)；

D_e——在正常压实趋势线上与D深度处孔隙度相等的点的深度；

ρ_w——地层水的密度（$lb/in^2\cdot ft$或$\times 2306.88kg/m^3$)；

ρ_b——饱含水的岩石密度（$lb/in^2\cdot ft$或$\times 2306.88kg/m^3$)；

ρ_w值对淡水来说一般为0.433$lb/in^2\cdot ft$（$=998.88kg/m^3$)。ρ_b在比较年青的沉积盆地中，一般不超过1$lb/in^2\cdot ft$（$2306.88kg/m^3$)，它是$D—D_e$段孔隙度的函数，但变化很慢。

b图表示一个复杂的、理想的情况，即在正常趋势线之下有三段不正常趋势线。根据上式(3—2)，此图中C、d、e深度处的流体压力应为：

$$P_c=c'\rho_w+\rho_b(c-c') \qquad (3—3)$$

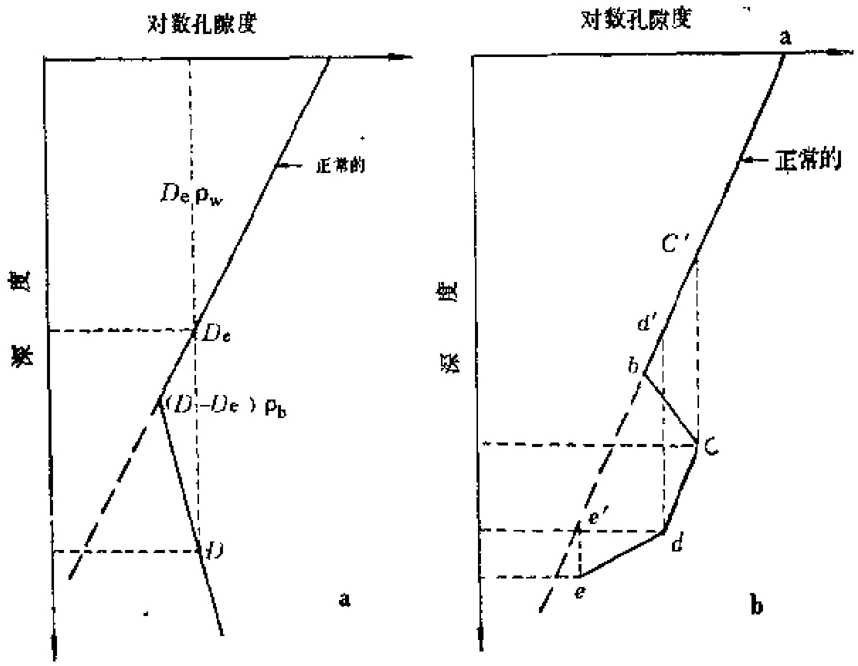


图 3-16 a、b为两种不同类型的孔隙度与深度关系曲线（用以分析流体运移的方向）
(据G. D. Hobson和E. N. Tiratsoo, 1981)

$$P_d = d'\rho_w + \rho_b'(d-d') \qquad (3-4)$$

$$P_e = e'\rho_w + \rho_b''(e-e') \qquad (3-5)$$

式中 ρ_b、ρ_b'、ρ_b''——为$c-c'$、$d-d'$及$e-e'$段饱含水岩石的密度，它们应该不相同，但差别非常小。

十分清楚，由于$\rho_b(c-c')>\rho_w(c-c')$ 及$\rho_b'(d-d')>\rho_w(d-d')$，所以 $\rho_c>c\rho_w$，$\rho_d>d\rho_w$，

故
$$\rho_d-\rho_c = d'\rho_w+\rho_b'(d-d')-[c'\rho_w+\rho_b(c-c')]$$
$$= d'\rho_w - c'\rho_w + \rho_b'(d-d') - \rho_b(c-c') \qquad (3-6)$$

如果$\rho_b=\rho_b'$

则$\rho_d-\rho_c=\rho_w(d'-d')+\rho_b(p-c)-\rho_b(d'-c')$ (3—7)

由于$d-c=d'-c'$

所以$\rho_d-\rho_c=\rho_w(d'-c')$ (3—8)

由公式（3—8）看出，越过c—d段的孔隙流体压力增值实际是静水压力增值。所以在这一深度段内将不发生水的流动。

对d—e段来说，

$$\rho_e-\rho_d=e'\rho_w+\rho_b''(e-e')-d'\rho_w-\rho_b'(d-d') \qquad (3-9)$$

如果$\rho_b'=\rho_b''$，则

$$\rho_e-\rho_d=\rho_w(e'-d')+\rho_b'[e-e')-(d-d')] \qquad (3-10)$$

因为$d-d'>e-e'$，$\rho_b'[(e-e')-(d-d')]$就是负值。所以$\rho_e-\rho_d$ 必然小于静水压差。因此，在此段的水流一般是向下的。

在c深度上的正常孔隙流体压力$P_{wc}=\rho_w\cdot c$，而c点上的实际孔隙流体压力

$$P_c = \rho_w \cdot c' + \rho_b (c - c') \quad (3—11)$$

所以

$$\begin{aligned} P_c - P_{wc} &= [\rho_w \cdot c' + \rho_b (c - c')] - \rho_w \cdot c \\ &= \rho_w (c' - c) + \rho_b (c - c') \\ &= (\rho_b - \rho_w)(c - c') \end{aligned} \quad (3—12)$$

又因为$c > c'$，$\rho_b > \rho_w$，所以 $P_c > P_{wc}$，这就意味着在c点水流是向上流动的。

概括起来，如果在孔隙（对数值）和深度（算数值）关系曲线图上，异常段平行正常压实段，则不会有水的流动，如果异常段的陡度小（如d—e段），则流体向下流动，反之向上流动。更简单一些，也就是如果随着深度增加，曲线向离开正常趋势线或向更大孔隙度的方向移动者，则意味着向上流动，反之，则表示向下流动。

以上是从孔隙流体压力的角度分析和判断运移方向。还可以用取样分析的办法加以证实。如我国大庆油田白垩系青山口组青一段生油层的压实曲线普遍具有既向上运移（上部），又向下运移（下部）的特征（图3-7）。从取样分析成果（张明辉等❶，1979）其上部样品分析特征与之上的萨、葡、高油层油气特征接近，而下部与其下扶余油层（泉四段）油气性质接近（图 3-17）。因此，它不仅应是其上萨、葡、高油层的油源层，而且也应是其下扶余油层的油源层。

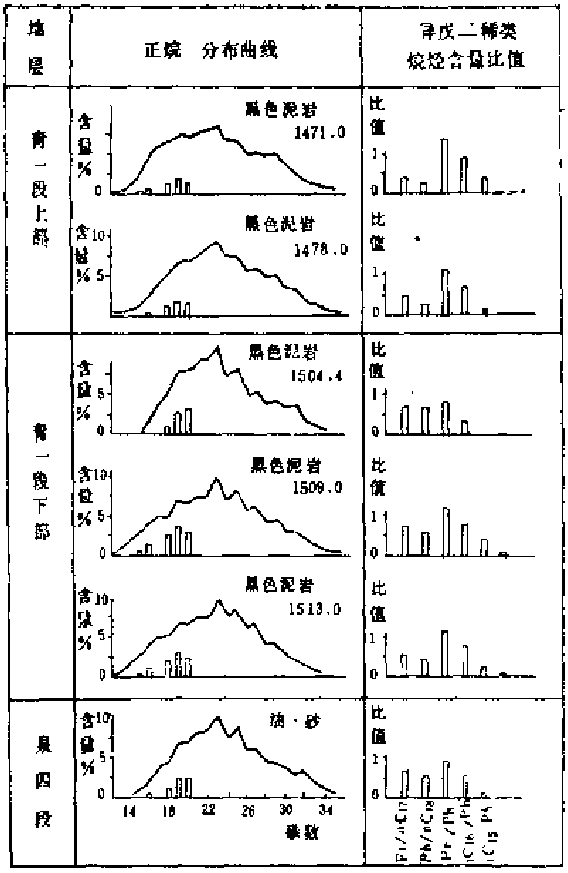


图 3-17 杏 4 井加密取样，正烷烃、异戊间二烯烃含量比值对比图
（据张明辉等，1979）

4．关于初次运移的距离问题

从目前世界上多数油田，特别是大油田的形成规律看，一般都有一个重要条件，即其储油层与生油层之间都有较大的总接触面积。这说明在初次运移中，大都以垂向运移为主，运移距离一般不大。从靠近储集层的生油层中取样进行分析的成果，也可以说明此情况。如表3-1是阿尔及利亚泥盆纪泥质母岩抽提物的含量、组成和相应取样距离的资料。从该资料中看出，在厚层泥岩中，只是在靠近储集层厚10m左右的范围内，才显示有运移发生，而10m以外是很难运移的。M. Vandenbrouke(1971) 在研究巴黎盆地库普雷 1 号井的下侏罗系下托尔阶纸状页岩（生油层）和下伏多梅阶石灰岩（储集层）的16个样品的地化指标变化规律时，根据$CHCl_3$抽提物中重组份含量向储集层界面增加；而饱和烃和总烃

❶ 张明辉、郭庆福，1979，松辽盆地下白垩统中部含油组合油源的研究。

表 3-1 阿尔及利亚泥盆纪泥质母岩抽提物含量、组成及相应取样距离

(据B.P.Tissot,1971)

至储集层的距离(m)	抽提物/有机碳(mg/g)	烃类/抽提物(%)	沥青烯类/抽提物(%)
2	72	54	12.2
4	86	61	11.2
7	90	63	7.5
10.5	112	63	5.7
14	118	64	5.8

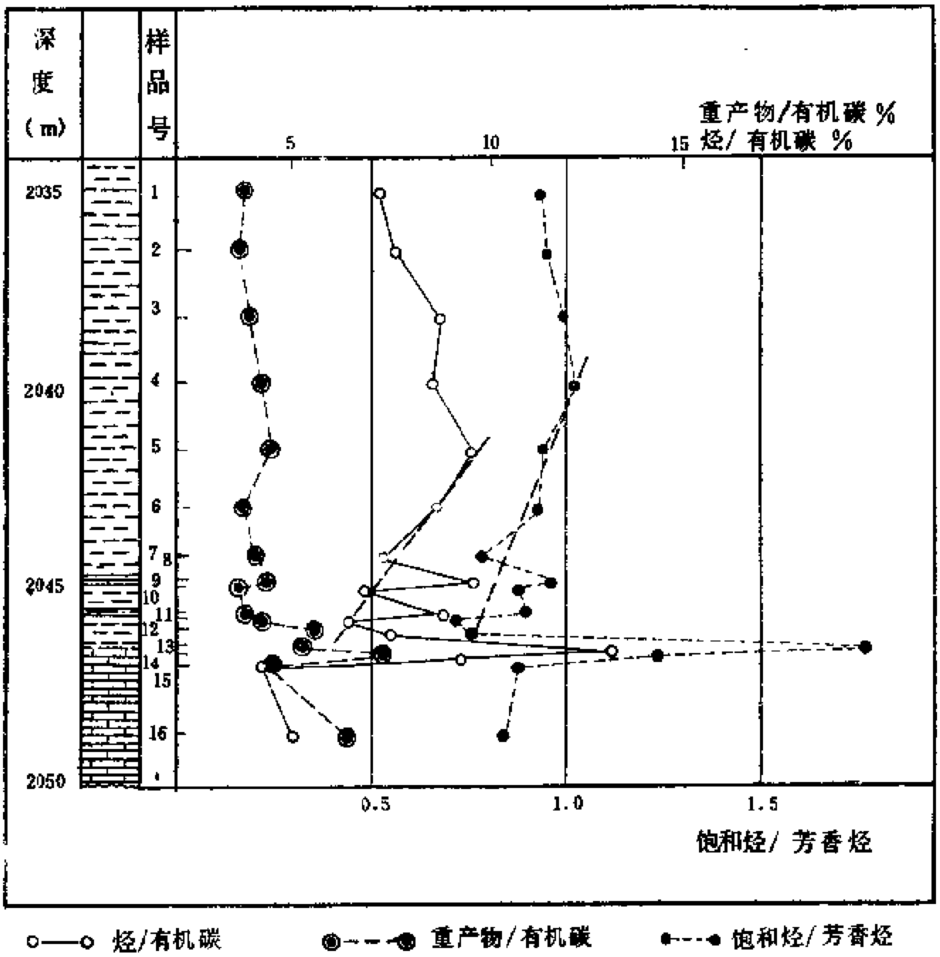


图 3-18 视生油层与储集层接近的程度及重组份/有机碳、烃/有机碳、饱和烃/芳香烃比值的变化关系图

(据M. Vandenbrouke, 1971)

含量减少的事实，认为从 5 号样（部分从 4 号样）深度向界面的这一段距离才发生初次运移（图3-18)。我国胜利油田分析的几口井的资料表明（张敦祥❶，1979)，由生油层向上排烃的厚度大致为16m左右，向下排烃的厚度一般只等于向上的 1/5 厚。资料还表明，所夹生油层愈薄，向上和向下排烃的厚度愈接近，且之中无滞留带。如果厚度过大（超过

❶ 张敦祥，1979，东营凹陷泥岩压实实验—油气初次运移的初步探讨

20m)，则将出现滞留带。

5．关于初次运移的数量问题

指在成油时期之后由生油层运移出来烃的多少，即人们所说排烃量大小。考虑到油气初次运移机理十分复杂，有关运移的相态、动力、通道等许多问题都尚未查清。因此，近年来人们在计算排烃量时，总是尽量避免涉及初次运移本身。所采用的方法，大都是从求生油量及残留量而相减的办法。有关这方面的内容，在一般石油地质学中已有论述，这里不再重复。本节只介绍一种在年青沉积盆地中直接计算排烃量的设想意见[1]。

该意见是首先根据声波测头、实测或其他手段去取得剖面上泥岩孔隙度与深度关系资料，并计算所研究生油层进入成岩深度以来的排烃量大小。计算方法可采用Magara(1978)提出的下列公式：

$$W_m = V\left(\frac{\phi_m - \phi}{1 - \phi_m}\right) \qquad (3-13)$$

式中 W_m——生油层进入成油深度后的排液量；

ϕ_m——根据地化资料确定的成油顶界深度处一般泥岩的孔隙度。由于假定了该深度在埋藏和压实过程中变化不大，面此，可以把该孔隙度大致看做所研究生油层在埋藏和压实过程中进入该深度时的孔隙度。具体大小在上面提到的泥岩孔隙度与深度关系曲线上可以查得；

ϕ——该生油层压实至目前所具有的孔隙度。可取样实测或根据声波测井资料计算求得；

V——生油层现有体积。

用上式所求排液量包括了向上和向下排出的总液量。为了分别求得它们各自的数量，就必须先按该生油层目前所处井段的流体压力或孔隙度与深度曲线及系统取样分析的资料求得向上和向下排液厚度的比例关系。以此去乘总排液量，即可求得向上和向下的具体排液量。

排液量并不等于排烃量，而我们所打算求得的主要是后者。为此，还必须求出排烃量占排液量的比例，之后以此分别去乘向上或向下的排液量，就可得到其相应的排烃量。因为距离生、储油层界面的远近不同，排烃量也会不同。因此，最好在已知孔隙度和深度关系曲线的井中，在该生油层向上或向下排液段的中间深度（1/2排液段处）取样分析。在此基础上，计算其生油量、残留量、排烃量及排烃量占该处排液量的比例。由于1/2处的排烃量是整个排液段各排烃变化值的中值，因之，可以近似地将以其计算的占该处排液量的比例作为该井整个排液段该比例的平均值。以此井的这个比例为准，去乘各井向上和向下的排液量，就可分别求出它们各自向上和向下的排烃量。将向上成向下的各井排烃量进行平均，再乘以生油层面积，就可求得该区该生油层向上或向下排烃的总量。

以上设想并不是十分严格的。它有许多假定条件，而这条件在自然界实际不可能完全达到。另外，未考虑压实以外的其他成岩作用对孔隙变化的影响等因素。因此，所求得的排烃量只能是比较粗略的。为了减少误差，最好与其他方法计算的乘值结合起来使用。

综上所述，油气初次运移的相态可以是多种多样的。但对具体地质条件而言，又有其

---

[1] 胡济世、王英忠，1981，根据油气生成运移聚集机理对沉积盆地进行油气定量评价

主要的相态。对主要成油阶段来说，一般应是高异常孔隙流体压力驱动的、以一定长度的游离连续油相存在的、断断续续进行的运移。运移方向可向上亦可向下，但往往以向上的为主，运移距离一般不长。运移量与烃类在流体中所占比例等因素有关。

在评价生油层时，不仅要看它的生油能力，还必须考虑其排烃效果。只有二者都好的生油层才应该是般有利的生油层。因此，研究初次运移，即烃类排出问题，不论在理论上还是实践上都是十分重要的。

第二节 油气的二次运移

前面已经提到二次运移是指油气进入储集层之后的一切运移，它包括了油气在储集层内的运移，沿断层、不整合面等通道进入另一储集层内的运移，甚至还包括了油气聚集已经形成，但因地质条件发生变化而引起的再次运移。

一、二次运移的相态和动力

二次运移是初次运移的继续，因此，二次运移开始阶段的相态势必受初次运移相态的制约。

如果烃类是以一定长度的游离连续油相离开致密的、细粒的和低孔渗性的母岩层而进入孔隙比较大的一个输导层或储集层，由于它的游离相态，会立即形成油滴，一开始油滴不大，上升有困难，只能聚集在储集层底部。只有当油气不断由生油层进入，油滴聚集成油链，其所形成的浮力大于储层毛细管阻力时，才会向上运移，进而在储层顶部以游离相进行侧向运移。在油链太小，油气向上运移有困难时，水动力对它的运移将起更大作用。

如果烃类在初次运移中是以分子溶解状态存在的，则当它进入储集层时，开始阶段一般是不能靠浮力上升的，而仍是以溶解相态在储集层中同水一起运移。只有当温度和压力减小，或由于孔隙水含盐量增加，使其从溶液中分离出来后，才会转变成与上述相同的以游离相进行的运移。

总的看来，在储集层中的油层是以游离相态进行运移的，至少最终是要转变的游离相态的运移。

关于烃类以游离相态进行运移的动力问题，已有不少学者作过论述(M. K. Hubbert, 1953; W. C. Gussow, 1954; G. D. Hobson, 1977; R. R. Berg, 1975; B. P,Tissot和D. H. Welte, 1978等)。概括他们的观点，认为油气的运移应是浮动力、毛细管力和水动力综合作用的结果。具体说，认为在饱含水的多孔介质中，油气一般是靠浮力升起和运移的，毛细管力对其升起和运移往往起着阻碍作用，水动力是运移的一种重要改变因素，视其与浮力的方向是否一致，而有加快或阻碍烃类升起和运移的作用。

由于油气在地下处于静水条件下的运移是比较少的，因此，下面有关二次运移动力的论述，是假定了三种力都存在的条件。按照B. P. Tissot和D. H. Welte(1978)的归纳，可有三种情况：

1．垂直连续油链的情况

此种情况下，若油链高度为Z_o，油的密度为ρ_o，水的密度为ρ_w，在水中有一个垂直的正的水力梯度，导致一个向上流动的水流时（图3-19），则这个向上的水流必然平行于具有Z_o高度的油链，且与浮动力以相同的方向作用于油柱，使其向上运移。当油链处于平

衡状态时，三种力之间的关系可用下式表示：

$$2\delta\left(\frac{1}{r_t}-\frac{1}{r_p}\right)=Z_o\cdot g(\rho_w-\rho_o)+Z_o m \tag{3—14}$$

式中 δ——油、水之间的介面张力（dyn/cm或$n\times0.001$N/m）；

r_t——储层喉道半径(cm)；

r_p——储层孔隙半径(cm)；

Z_o——油柱临界高度(cm)；

g——重力加速度，一般为981cm/s^2

ρ_w、ρ_o——分别为水、油的密度（g/cm^3)；

m——水力梯度，即单位渗流距离上的水力降，此处即dp/dz 。

上式亦可写为：

$$2\delta\left(\frac{1}{r_t}-\frac{1}{r_p}\right)=Z_o\cdot g(\rho_w-\rho_o)+Z_o\frac{dp}{dZ} \tag{3—15}$$

$$2\delta\left(\frac{1}{r_t}-\frac{1}{r_p}\right)=Z_o\cdot g(\rho_w-\rho_o)+Z_o\frac{dh}{dZ}\rho_w\cdot g \tag{3—16}$$

$$2\delta\left(\frac{1}{r_t}-\frac{1}{r_p}\right)=Z_o\cdot g(\rho_w-\rho_o)+\Delta h\cdot\rho_w\cdot g \tag{3—17}$$

$$Z_o=\frac{2\delta\left(\frac{1}{r_t}-\frac{1}{r_p}\right)}{g(\rho_w-\rho_o)}-\frac{\rho_w}{\rho_w-\rho_o}\Delta h \tag{3—18}$$

式中 dh——瞬时水头降；

Δh——Z_o垂直距离上的水头降；

其他同上。

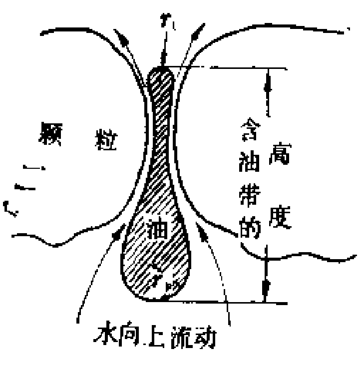


图 3-19 表示水流平行油链垂直向上流动时的情况
(据B. P. Tissot和D. H. Welte, 1978)

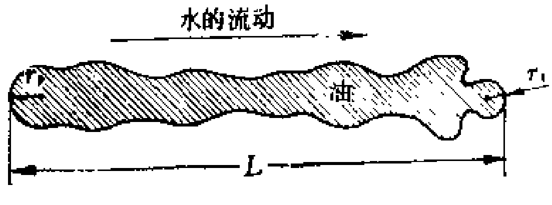


图 3-20 表示水流平行油链水平流动时的情况
(据B. P. Tissot和D. H. Welte, 1978)

由上面两个方程式看出，此时由油链上端比较小的孔隙喉道所造成的毛细管压力刚好等于Z_o油链所形成的浮动力与由下向上水流所造成的水动力之和。人们把平衡时的这个油链高度Z_o称为临界高度，因为只有当油链高度大于Z_o，从面使浮动力、水动力加大，平衡状态遭到破坏时，运移才能发生。

如果有一个向下的水流，即m为负值，则水动力将成为油气向上运移的阻力。此时假定除油链高度外的其他条件不改变时，要达到如上的平衡状态，油链高度大于水流向上时的临界值时，才有可能。

2．水平连续油链的情况

若输导层或储集层为水平的，其油链在该层的顶部成水平分布（图3-20），此时因垂直方向上的油链高度很小，相应地浮力也很小，因而可以忽略不计。决定油链运移的动力，将主要是水力梯度。此种情况下平衡方程式可写为

$$L\cdot m=2\delta\left(\frac{1}{r_t}-\frac{1}{r_p}\right) \tag{3—19}$$

式中　L——油链长度（cm），其它符号同前。

应该说明，这种条件下，方程式的喉道半径r_t是指与水流同一方向油链前端的储层喉道半径。

3．倾斜油链的情况

指水的流动是沿着倾斜油链进行的(图3-21)。若图中油链上、下端高差是静水条件下达到平衡时所必须的临界油链高度，则当条件变为有水动力流动时，这个油链高度必然要变化。如水流是向上倾方向流动，则此时达到平衡所需的油链与静止条件下所需的油链相比，必然要缩短。如水流是向下方向流动，则必然要加长。它们之间的关系式可表示如下：

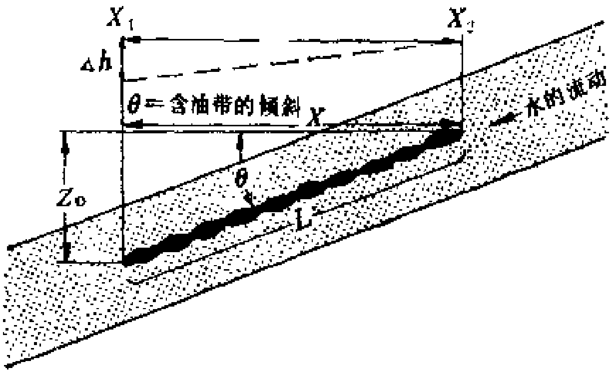


图 3-21　表示水流平行油链倾斜流动时的情况

（据B. P. Tissot和D. H. Welte，1978，略修改）

$$L[g(\rho_w-\rho_o)\sin\theta\pm m]=2\delta\left(\frac{1}{r_t}-\frac{1}{r_p}\right) \tag{3—20}$$

$$\text{即 } Z_o g(\rho_w-\rho_o)\pm Lm=2\delta\left(\frac{1}{r_t}-\frac{1}{r_p}\right) \tag{3—21}$$

$$Z_0 g(\rho_w-\rho_o)\pm L\frac{dh}{dL}\rho_w g=2\delta\left(\frac{1}{r_t}-\frac{1}{r_p}\right) \tag{3—22}$$

$$Z_o=\frac{2\delta\left(\frac{1}{r_t}-\frac{1}{r_p}\right)}{g(\rho_w-\rho_o)}\pm\frac{\rho_w}{\rho_w-\rho_o}\Delta h \tag{3—23}$$

式中　θ——为油链倾角，一般等于输导层倾角。其他符号同前。下倾水动力流时，采用正号，上倾水动力流时，采用负号。

从以上各种情况下平衡时三种力相互关系的公式可以看出，对一个具体地质体来说，g、ρ_W、ρ_0、θ、m、r_t及r_p通常都是一定的。因此，能否进行运移，关键决定连续油链的高度或长度。

据B. C. Aschenbrenner和C. W. Achaner(1960)计算得出：静水条件下，通过亲水普通石灰岩储集层垂直向上运移时，至少应有231cm 以上的连续油链高度才行（r_t采用0.00815mm，r_p采用0.0685mm，ρ_w采用1.07g/cm³，ρ_o采用0.875g/cm³，δ采用20.4×0.001N/m，g采用981cm/s²。通过亲水中粒砂岩（颗粒直径为0.5mm，t_t为0.0385mm，r_p为0.1035mm，其他同上）垂直向上运移时，至少应有35cm以上的连续油链高度才行。若不是静水条件，而是动水状态时，假定水流情况如图3-21所示，即水流平行油链和地层进行流动，为了推动连续油相发生运移，所需的水力梯度可用下式计算：

$$m=\frac{2\delta}{L}\left(\frac{1}{r_t}-\frac{1}{r_p}\right)\pm g\sin\theta(\rho_w-\rho_o) \tag{3—24}$$

式中符号含义同前。

显然，地层倾角为零时，水流线是水平的，此时方程式中的$g\sin\theta(\rho_w-\rho_o)$一项可以舍去。若水流是向上倾方向流动，此项为负。若水流是向下倾方向流动，此项为正值。也就是说，同一长度的油链水平运移时所要求的水力梯度比上倾运移时要大，而比下倾运移时要小。从实际出发，一般当坡度小于100ft/mile或×0.0001893m/m时，$g\sin\theta(\rho_w-\rho_o)$一项均可忽略不计。这样，如果$\delta$、$r_t$、$r_p$等都采用上面提到的数值时，水力梯度可用下式求之：

$$m=\frac{44.105\times0.001(\mathrm{N/m})}{\text{油链长度(cm)}} \tag{3—25}$$

十分清楚，连续油链长度（L）愈长，所要求的水力梯度（m）就愈小。因此，在其他条件相同的情况下，高度大的或长的油链可能运移，而高度小的或短的油链却可能是静止的。

以上是假定毛细管力作为运移阻力的情况。实际自然界的情况要比这更为复杂。就以油为非润湿相的情况来看，当其通过亲水介质时，毛细管力为阻力，但当其通过亲油介质时，毛细管力却不是阻力。即使在前一种情况下，也只有当其从大孔隙向小孔隙运移时，才为阻力，而由小孔隙向大孔隙运移时，反而为动力。尽管这样，但对储集层中的运移来说，毛细管是水润湿的，由小孔隙向大孔隙的运移，也只在生、储油层界面附近才有，而经常发生的是由大孔隙向小孔隙的运移。因此，在二次运移中总的来说还应该把它看为阻力。这样，上述一系列方程式，我们认为基本上是可用的。

二、二次运移的时期、方向和距离

关于二次运移的主要时期，或更确切地说最早的比较大规模的二次运移时期，我们曾认为是“主要生油期之后发生的第一次构造运动时期”（西北大学地质系石油地质教研室，1979)。这种认识现在看来未必全面。正确地认识应该是与主要初次运移时期相当的时期，这是因为：

1．大量的油气由生油层进入储集层后不可能不流动。

2．地层一般都具有原始倾斜，这种倾斜必然会给油气由生油层进入储集层后立即运移创造了有利条件。如果在初次运移的主要时期之前地层已经过一些构造变动，则由生油层进入储集层的油气发生较大规模的运移将更是必然的。

3．据V. Schmidt和D. A. McDonald(1978)研究认为，成油深度段在油气生成之前，与生油层相邻的储集层往往会发育大量次生孔隙，它为油气从生油层进入储集层后立即进

行大规模二次运移提供了方便条件。这种次生孔隙的存在已为国内外许多油田实际所证实。

在最早的一次较大规模的二次运移后，若发生了构造运动，则它必然要对以前的运移状况发生改造。改造程度应视该运动发生的时期、强度及规模而定。若最早的较大规模的二次运移尚未结束就发生了构造运动，则该运动将会使已开始的运移速度加快。若这次运动使原有地层产状发生了相反方向的变化，也有可能使原运移方向改变。若最早的大规模的二次运移已经结束，油气已在运移道路上的圈闭中聚集起来，才发生构造运动，而且此运动使圈闭产生了重大改造或全部破坏时，则有可能引起油气再一次较大规模的运移。

二次运移主要方向的研究，不仅有理论意义，而且具有很大的实际价值。实践证明，一些大型油气藏，大都位于有关生油凹陷油气向外运移的主要指向上。我国大庆、大港等许多油田都是这样。

二次运移的方向，一般总是沿着阻力最小的途径，由高势能地区向低势能地区运移。但具体方向却受着多种因素的控制，其中最主要的是区域地质背景，即凹陷区与隆起区的相对位置及其发展史。一般是位于生油凹陷四周的或中间的隆起区和斜坡区，特别是其中的长期继承性隆起地区往往是油气运移的主要指向地区。但与此同时，油气运移方向还要受到储层岩性岩相变化、不整合面及断层的分布以及水动力条件等因素的影响。因之，判断油气运移方向时，应综合考虑各方面的因素，这样才能得出比较切合实际的结论。

石油在二次运移中，会产生被矿物颗粒选择性吸附的作用，即层析作用。因而导致了沿运移道路石油在化学组成与物理性质上有规律的变化。这样就使人们反过来能利用石油组份和性质上的这些变化去推断原来的运移方向。有关这方面的资料文献较多，概括起来主要表现在沿运移方向，有关指标发生以下变化：

差热曲线：后峰（高温峰、重质成份峰）/前峰（低温峰，轻质成份峰）的比值减小；

色谱资料：主峰碳数逐渐降低；

红外光谱资料：740/720、1740/1460、1380/720三个比值逐渐减小；

碳同位素资料：C_{13}/C_{12}比值减小；

物性资料：比重、粘度、颜色逐渐变小变浅。

由S. R. Silverman(1965)提供的资料（表3-2）也证实了上述规律性的存在。表中数据证明，运移方向是由左向右的，即由Q—598→Q—248运移。

必须指出，上述变化只是沿运移方向层析作用占主导地位时才可能发生。若在运移过程中，氧化作用占主导地位时，不仅上述规律遭到破坏，而且往往会出现相反的变化。正因为如此，在用油气性质推断油气运移方向时，必须结合具体地质条件，否则可能会导致错误的结论。

除此之外，还可根据不同地区与储集层相邻的同一生油层（提供水流或液源的泥质岩层）现地层厚度及密度资料，按下式计算出孔隙流体超压力（或过剩压力），即：

$$(P_{10})_x = (\rho_b - \rho_w)L \qquad (3\text{—}26)$$

式中　$(P_{10})_x$——孔隙流体压力（或过剩压力）lb/in²(×6894.76Pa)；

ρ_b——含水生油层现地层（压实之后）密度，lb/in²·ft(×2306.88kg/m³)；

ρ_w——生油层中水的密度，lb/in²·ft(×2306.88kg/m³)；

L——生油层现地层（压实之后）厚度，ft(×0.3048m)。

表 3-2 委内瑞拉基里基雷(Quiriguire)油田原油分析

井　　号	Q—598	Q—278	Q—248
产油井段深度英尺*	3885—4070	2665—2855	2070—2570
石腊相对含量	0.78	0.81	1.02
羰 (C=0) 相对含量	0.43	0.40	0.27
S含量 (重量%)	12.6	0.78	0.70
钒卟啉相对含量	19.6	10.6	10.3
$\delta_{13}C$(PDB‰)	-27.1	-27.3	-27.5

* 1ft=0.3048m

求出平面上许多点的孔隙流体超压力，并编出等超压力图后，就可由它判断古运移方向(K. Magara, 1978)。

图3-22表示根据上式计算孔隙流体超压确定古液流方向的示意图。在该图中有一层现为10ft(3.048m)厚的地层，其密度在A、B、C三点分别为0.9lb/in²、ft(2.08g/cm³)、1.0lb/in²、ft(2.31g/cm³)、1.1lb/in²、ft(2.54g/cm³)。计算的超压力分别为4.7lb/in²(32405.372Pa)、5.7lb/in²(39300.132Pa)、6.7lb/in²(6194.892Pa)。显然流体是从C点向A点流动。

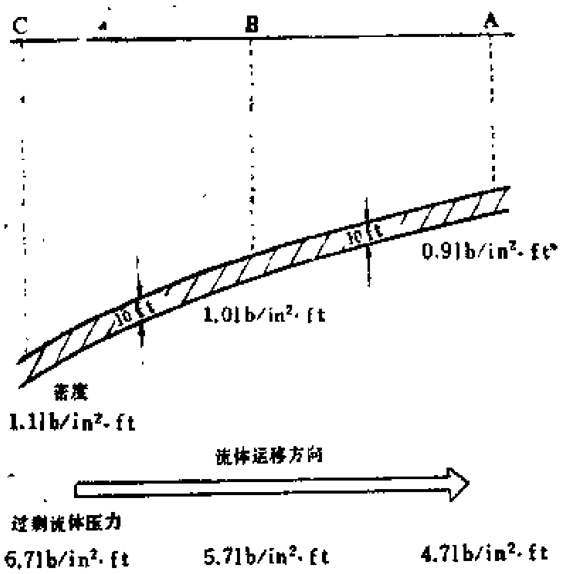


图 3-22 根据概略地质横剖面计算的流体水平运移方向
(据K. Magara, 1978)
1ft=0.3048m
1lb/in²·ft=2.319g/cm³

图3-23是加拿大北部某气田根据产层之上页岩的等厚图及等速度图，通过换算（按孔隙度或密度与传播时间之间的关系式）先求出各点该层密度，再求出孔隙流体超压力，在此基础上所绘制的页岩等超压线图。图上箭头表示流体运移方向。该图与页岩层下伏主要砂岩产层顶面的构造图非常吻合（图3-24），即从中看出油气是由构造翼部向顶部运移。

需要说明，这种方法只适用于年青盆地中可能存在压实水流的深度段，对年老的盆地及盆地深部一般不适用。

关于二次运移的距离问题意见分歧较大，有主张长距离运移者，也有主张短距离运移者，各家都列举了实例。这方面不少文献均有报导，此处不再重复，只把B. P. Tissot和D. H. Welte(1978)有关平衡计算的成果作一介绍。他们认为油藏的大小与排出地区之间的距离大小大致有正比关系，如果假定一个储集层有20%的岩石体积被石油占有，那么每吨岩石应有大约100kg石油。又进一步假定，如果这油是由具有相同厚度的含2%有机质的

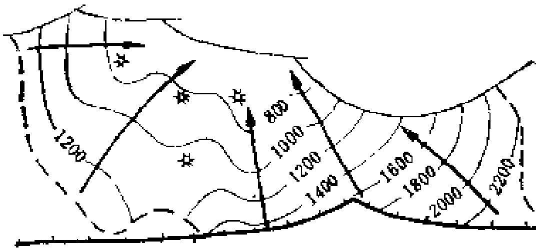


图 3-23 加拿大北部某气田覆盖在砂岩储集层之上的页岩的等超压线图
（据K. Magara, 1978）

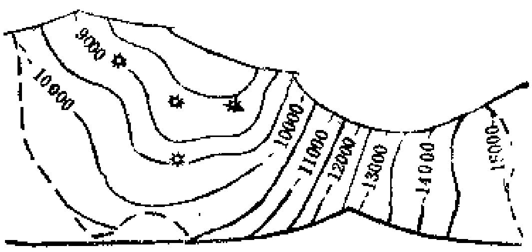


图 3-24 加拿大北部某气田砂岩储集层顶面的构造图
（据K. Magara, 1978）

母岩层中生成的，并且干酪根向石油的转化率大约是20%，则每吨生油岩石中生成的石油接近4kg。如果初次运移的效果大致为25%，则每吨母岩释放的石油为1kg。此种情况下，油捕地区与母岩排出地区的面积之比应为1:100，若以距离计，则该比为1:10。这样，一个直径为3km的油田，应有15km的排出半径。实践证明，在有足够的可以利用的圈闭的生产性盆地中，上述计算距离与油田的实际分布状况是接近的。经过计算，B. P. Tissot和D.H.Welte认为，超过1×10^8t原油的大油田，甚至在极有利的条件下，二次运移的距离至少也要几十公里，或按面积算，至少要几百平方公里。因此，似乎他们主张一般为长距离运移。

我们认为，随着地质条件的改变，运移可以有长距离，也可以有短距离。一般情况下，海相地层由于岩性比较稳定，运移通道的连通性比较好，在油源充足及有利的水动力条件配合下，常为长距离运移（如中东地区）。陆相地层岩相变化大，运移通道的连通性比较差，因而常为短距离运移。从我国许多油田看，陆相油气田的运移距离常在40km以下。但在油源充足、输油通道良好时，也可以有比较长距离的运移。如克拉玛依油气运移距离，因不整合面及断层等通道发育，最大可到80km。

三、二次运移的方式及油气聚集问题

前面提到过油气运移的油链临界高度在条件给定后将是一定的。若实际油柱超过了此高度，则油链就会运移。烃类一旦开始运移，其过程也并非连续不断地进行着，而是断断续续的或脉动状进行着。原因一方面可能是由于如前所述的初次运移本身可能是断续的，另一方面正如T. T. Schowalter (1979)所论述的，油气在运移道路上，会不断残留一部分烃类，运移的油链一旦因残留而使其高度小于临界高度时，就会在中途暂时停留下来，待下倾方向有油气补充并超过临界高度时，又会再次运移；油气就是这样断断续续地最后运移和聚集成为油气藏的（图3-25）。

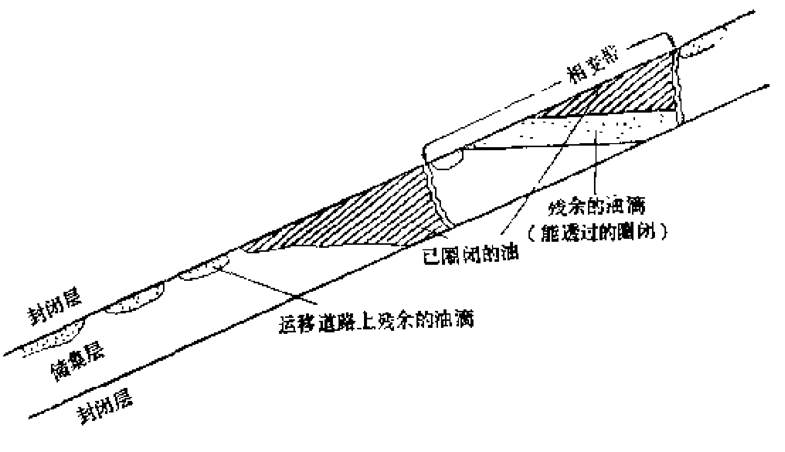


图 3-25 运移道路横剖面图
（据T. T. Schowalter, 1979）

对构造油气藏来说，在油气聚集过程中，如果圈闭的闭合度大于盖层的临界油链高度，则油气不可能被装满和发生向上倾方向的溢出。而当其超过临界高度时，首先发生的却是穿过盖层向上覆储集层的渗漏，进而在该储集层中再一次运移和聚集。由于这种穿透盖层的向上渗漏，在上下叠置的一系列构造圈闭中将会造成下伏层构造聚油，上覆层构造聚气（图3-26）。由于在一般情况下，盖层的孔隙很小，能圈闭的临界油链高度很大，往往大于构造闭合度，在油链到达临界高度之前已开始溢出，因而不可能发生穿透盖层的运移。油气在一系列相邻构造中发生这种溢出作用时，若处在静水条件下，其运移聚集规律一般服从于 W. C. Gussow（1954）的差异聚集原理，即下倾方向靠近油源的构造常储集气，由这里向上倾方向，随着各构造溢出点的依次升高，将相继出现储油和气，储纯油、至到全为水（图 3-27）。应该指出，这种典型的聚集规律，因水动力作用的参与及受埋藏深度、有机质成熟快慢等的影响，往往会遭到破坏。有关这方面的情况，在一般石油地质教材中均有叙述。

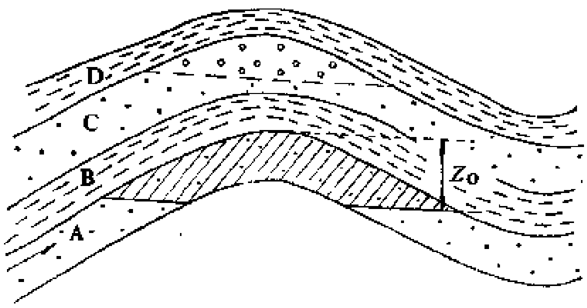


图 3-26　表示背斜构造的闭合高度大于临界油链高度Z_o时，当油不断进入A层并使油链大于Z_o时，将会穿过盖层B向 C层运移，造成C层储气，A层储油

如运移道路上的圈闭是一系列排替压力遮挡，而且它们的闭合度均小于各遮挡层的临界油链高度时，同样会出现上述差异聚集的规律。如它们的闭合度大于各遮挡层的临界油链高度，则在下部圈闭充入的油链高度最大只能等于其遮挡层的临界高度，以后从下方继续进入圈闭的油气，势必以向上渗漏的方式把圈闭顶部同体积的油气替换至上倾方向相邻的圈闭中，就这样通过油气的不断进入替换及使相邻上倾圈闭的油气也达到临界高度并向更高圈闭再次替换，一个接一个使一系列相连的排替压力遮挡由下向上依次聚集油气。由于这种替换首先从每个圈闭的顶部的渗漏开始，最先渗漏的是气，因而在这些圈闭中常出现下部圈闭储油，上部圈闭储气的规律，这跟 W. C. Gussow的差异聚集规律刚好相反(图3-28)。

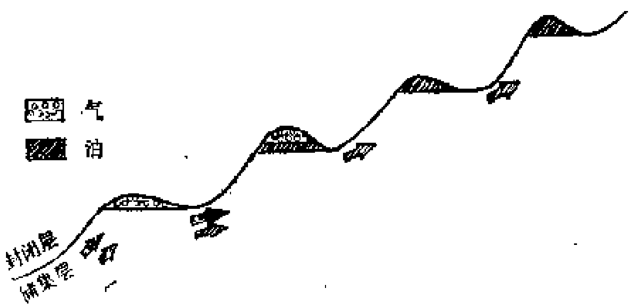


图 3-27　表示系列构造中油气溢出的差异聚集规律
（据W. C. Gussow, 1954）

已圈闭的油气，能否再次发生运移或变位，与圈闭存在的时间长短无关，关键要看在这段时间内该圈闭的地质及有关条件是否改变。如未曾改变，则油气会长久被圈闭。否则，如地层产状、水动力条件、流体密度、封闭性能等有改变时，便能引起烃类以游离相进行再次运移。例如在静水压力条件下已圈闭的油气藏，储层岩性均质时，其油水和油气界面一般都是水平的。但当水动力作用参与时，油将会首先发生位移，使油水接触面发生很大倾斜，也会产生油气分离及气水界面倾斜的现象，甚至会使油气全部冲走（图3-29）。

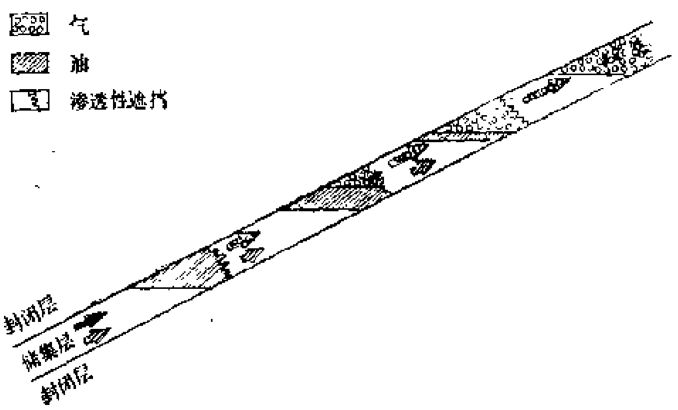


图 3-28 表示相连系列岩性遮挡圈闭中油气渗漏的差异聚集规律
（据T. T. Schowalter, 1979）

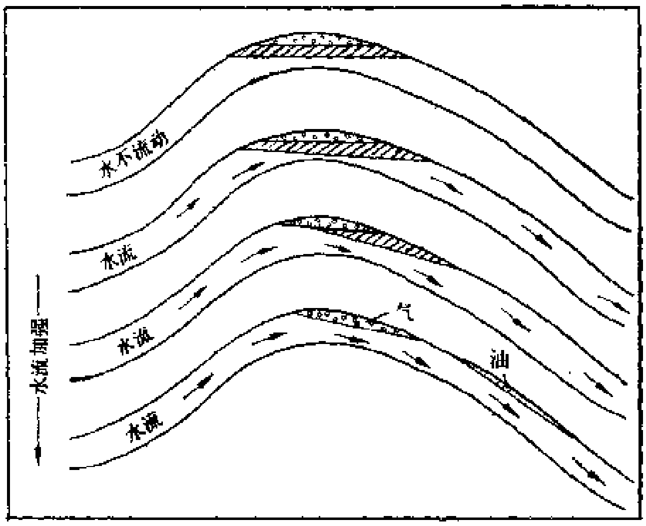


图 3-29 表示水动力对背斜圈闭中油水分布的影响
（据G. D. Hoason, 1975）

需要指出，不仅水动力条件会引起上述油水分布的变化，储集层孔隙结构的非均质性也会引起这种变化，还会出现油水同层，油层在水层之下等更复杂的情况。造成这种情况的根本原因是不同孔隙结构有着不同毛细管阻力的结果。

综上所述，可见在研究二次运移的方式及油气聚集规律时，也必须综合考虑浮动力、毛细管力及水动力等条件。

四、天然气的运移问题

这里只想讨论一下在地下究竟是天然气容易运移还是石油容易运移的问题。传统的概念都认为是前者容易。近年来国内外一些学者先后提出相反意见（T. T. Schowalter, 1979；李明诚，1984）。他们的理由是认为不论在地表还是在地下，当气通过水湿岩石时，由于它跟水之间表面张力都大于油通过时的表面张力，致使它运移时所受的毛细管阻力也都大于油运移时所受的毛细管阻力，因而气运移比油运移要更困难一些。

我们认为这是一个比较复杂的问题，牵扯到许多条件，在地下某些条件下，T. T. Schowalter等所谈的情况也可能存在，但无论如何也不能概括为一般规律，而应是不同条件下可能有不同的情况。从接触到的一些资料看，似乎更多的情况还是油比气运移更困难一些。

H. Y. Jennigs(1971)曾做过温度和压力对水、甲烷、正癸烷混合物之间界面张力影响的实验。从他获得的资料（表3-3）可以看出，当混合物全为液态正癸烷时，其与水之间的界面张力随着压力增大，基本不发生变化，随着温度由74°F（23.33℃）升至350°F

表 3-3　水与甲烷、正癸烷混合物之间的界面张力(×0.001N/m)

(据H.Y.Jennigs,1971)

甲烷重量百分含量(%)	0			14	38			46			75		85			100		
温度°F (℃) / 压力 lb/in² (Pa)	74 (23.33)	212 (99.99)	350 (176.65)	74 (23.33)	74 (23.33)	212 (99.99)	350 (176.65)	74 (23.33)	212 (99.99)	350 (176.65)	74 (23.33)	212 (99.99)	74 (23.33)	212 (99.99)	350 (176.65)	74 (23.33)	212 (99.99)	350 (176.65)
14.7 (100910.42)	50.6	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	71.2	—	—
1470 (10091042)	50.8	41.9	31.1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	31.7	64.2	50.1	35.2
2940 (20182085)	50.9	42.0	31.3	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	30.6	58.2	45.1	33.2
3675 (25227607)	51.0	42.1	31.6	40.7	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	56.0	—	—
4410 (30273128)	51.0	42.2	32.0	44.2	—	—	—	—	—	27.5	—	34.7	36.5	37.9	29.9	54.1	43.3	32.0
5145 (35318649)	51.1	42.2	32.2	—	—	35.1	—	—	35.7	—	36.6	—	—	—	—	52.8	42.5	
5880 (40364171)	51.1	42.3	32.6	45.3	34.9	36.0	27.4	32.6	35.7	28.5	37.3	36.4	38.4	38.0	29.3	51.8	41.8	31.4
7350 (50455214)	51.1	42.6	33.4	45.6	34.6	36.0	27.2	31.7	35.7	28.5	38.8	37.0	40.1	37.7	28.9	50.1	40.6	31.0
8820 (60546257)	51.1	43.1	34.1	45.6	34.3	36.6	24.8	31.9	35.9	28.5	39.5	37.3	41.5	37.7	28.7	49.1	39.9	—
10290 (70637299)	50.9	43.6	34.6	45.1	35.5	36.5	25.5	32.0	36.1	28.2	10.0	37.4	42.4	37.9	28.6	48.3	—	—
12000 (82375860)	50.6	44.1	34.8	—	—	—	—	31.7	36.2	—	39.1	37.1	42.8	38.1	—	47.5	—	—

(176.64℃)，则逐渐减小。当混合物全为甲烷时，其与水之间的界面张力，不仅随着压力增大有明显减小，而且随着温度升高，也逐渐减小，减小的幅度比纯正癸烷还要大些。很明显，单从这两者比较，说明在地下深处高温、高压条件下，甲烷比液态正癸烷肯定要运移的更容易些，而不是Schowalter等所说的相反情况。从表中还看出，当混合物分别含有14%和85%甲烷气时，也就是前者以液态烃为主，后者以气态烃为主时，以74°F(23.33℃)时的情况相比，发现随着压力升高，它们与水之间的界面张力都并不减小，反而都逐渐增大，所不同的是前者与水之间的界面张力都大于后者。这显然也跟Schowalter等的观点相矛盾。另外，从表中还看出，不论温度压力如何变化，两相混合时，同水之间的界面张力在相同温度、压力条件下都比纯正癸烷相和纯甲烷相跟水之间的界面张力要低。因此，若用以正癸烷为主的混合相与纯甲烷气相比，显然也会出现T. T. Schowalter等所论述的情况。

上面我们曾提到B. C. Aschenbrenner和C. W. Achauer计算石油垂直向上通过亲水中粒砂岩时的临界油柱高度至少为35cm。在同样的岩石中，M. Poulet 曾计算过，当在比较浅的环境下通过天然气时，若气的密度取0.1 g/cm^3(× 1000kg/m^3)，气水界面张力取50 dyn/cm(× 0.001N/m)，其他条件不变，则只需气柱17cm。考虑到在4,000m的深度，气水界面张力会大大下降，尽管相应的气的密度也会增加但也只需要气柱 15cm。B. P. Tissot和D. H. Welté(1978)也正是根据这种计算，认为在地下天然气要比石油容易运移。

J. D. Rouchet(1981)也认为气比油运移的更快。他没有列举计算数据，主要是根据气具有大量的弹性能量，以及气的粘度和跟水之间的界面张力在地壳深处会骤然减小等因素。

由上所述，可见此问题是比较复杂的，尽管我们没有做过有关实验工作，但从接触到的一些资料可以说明T. T. Schowalter的观点是不太全面的。

主要参考文献

1. 蒂索，B.P.，等，1971，石油生成及运移机理的新资料与数字模拟及在勘探上的应用。第八届世界石油会议报告论文集，第一分册。石油工业出版社。

2. 西北大学地质系石油地质教研室，1979，石油地质学。地质出版社。

3. 真柄钦次，1978，压实与流体运移，陈荷立等译，1981，石油工业出版社。

4. 陈荷立等，1981，试论泥岩压实作用与石油初次运移。石油与天然气地质，第2卷2期。

5. 杨万里等，1982，用TTI法定量评价生油岩。大庆油田，第1卷1期。

6. 陈荷立，汤锡元，1983，山东东营凹陷泥岩压实作用及油气初次运移问题探讨。石油学报，第4卷2期。

7. 郎世祥等，1984，松辽盆地中央拗陷区的泥岩压实作用与油气初次运移。大庆石油地质与开发，第3卷2期。

8. 李明诚，1984，有关油气运移问题的探讨。石油实验地质，第6卷1期。

9. 李明诚，1986，在油气初次运移研究中压实曲线的应用。地球科学——武汉地质学院学报，第11卷3期。

10. 潘钟祥等，1986，石油地质学。地质出版社。

11. Aschenbrenner, B. C., Achauer, C. W., 1960, Minimum conditions for migration of oil in water-wet carbonate rocks. Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bulf. Vol. 44, No. 2, p. 235—243.

12. Burst, J. R., 1969, Diagenesis of Gulf Coast clayey sediments and its possible relation to petroleum migration. Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull. Vol. 53, No. 1, p. 73—93.

13. Berg, R. R., 1975, Capillary pressures in stratigraphic traps. Amer. Assoo. Petrol. Geol. Bull. Vol. 59, No. 6, p. 939—956.

14. Barker, C., 1981, Primary migration: the importance of water-mineral-organic matter interactions in the source rocks; Problems of petroleum migration, AAPG studies in Geology, No. 10, p. 19—31.

15. Evans, C. R., Molvor, D. K., Magara, K., 1975, Organic matter, compaction history and hydrocarbon occurrence, of Mackenzie delt, Canada. Proc. 9th world pet. congr. 3, p. 149—157.

16. Gussow, W. C., 1954, Differential entrapment of oil and gas—a fundamental principle. Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull. Vol. 38, No. 5, p. 816—853.

17. Gretener, P. E., 1979, Pore pressure: Fundamentals, general ramifications and implications for structural geology. AAPG continuing education course note series, No. 4.

18. Harwood, R. J., 1977, Oil and gas generation by laboratory pyrolysis of kerogen. Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull. Vol. 61, No. 12, p2082—2102.

19. Hinch, H. H., 1981, The nature of shales and the dynamics of hydrocarboni expulsion in the Gulf Coast Tertiary section; Problems of petroleum migration, AAPG Studies in Geology, No. 10, p. 1—18.

20. Hobson, G. D., 1977, Developments in petroleum geology-I; Applied Science Publ. London.

21. Hobson, G. D., Tiratsoo, E. N., 1981, Introduction to petroleum geology; second edition, Gulf publishing company Houston, Texas.

22. Hubbert, M. K., 1953, Entrapments of petroleum under hydrodynamic conditions. Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull. Vol. 37, No. 8, p. 1954—2026.

23. Jennigs, H. Y., 1971, The effect of temperature and pressure on the interfacial tension of water against Methane-Normal decane mixtures. Soc. Petro. Engineers Jour., Vol. 11, No. 6., p. 171—175.

24. Momper, J. A., 1978, Oil migration limitations suggested by geological and geochemical considerations. AAPG continuing education course note series 8.

25. Magara, K., 1981, Mechanisms of natural fracturing in a sedimentary basin. Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull. Vol. 65, No. 1, p. 123—132.

26. McAuliffe, C. D., 1981, Oil and migration: chemical and physical constraints; Problems of petroleum migration, AAPG Studies in Geology No. 10, p. 89—108.

27. Magara, K., 1983, Physical constraints of faulting in a geopressured sedimentary basin. Jour. of Pet. Geol. Vol. 5, No. 4, p. 417—426.

28. Powers, M. C., 1967, Fluid-release mechinsms in compacting marine mudrocks and their importance in oil exploration. Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull. Vol. 51, No. 7, p. 1240—1254.

29. Perry, E. A., Hower, J., 1972, Late-stage dehydration in deeply buried pelitic sediments. Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull. Vol. 56, No. 10, p. 2013—2021.

30. Price, L. C., 1980, Utilization and documentation of vertical oil migration in deep basins. Jour. of Petro. Geol. Vol. 2, No. 4, p. 353——387.

31. Rouchet, J. E., 1981, Stress fields Arey to oil migration. Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull. Vol. 65, No. 1, p. 74—85.

32. Schmidt, V., McDonald, D. A., 1978, Secondary reservoir porosity in the course of sandstone diagenesis. AAPG continuing education course note series, 12.

33. Schowalter, T. T., 1979, Mechanics of secondary hydrocarbon migration and entrapment. Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull. Vol. 63, No. 5, p. 723—760.

34. Tissot, B. P., Welte, D. H., 1978, Petroleum formation and occurrence. Spring-Verlag Berlin New York.

第四章　碎屑储集岩的孔隙结构及其石油地质意义

第一节　碎屑储集岩的孔隙类型

一、砂岩孔隙的成因类型

长期以来，人们认为砂岩中的大部分孔隙属于原生粒间孔隙，很少次生孔隙（裂缝除外）。基于这种认识，对于砂岩孔隙的研究一直没有引起人们的重视。最近十余年的研究成果表明，砂岩中次生孔隙相当发育，过去由于没有掌握次生孔隙的识别标志，错把许多次生孔隙当原生孔隙。据估计，砂岩孔隙的三分之一是次生的，甚至有可能次生孔隙多于原生孔隙。不少油气田，其砂岩孔隙大部或几乎全部是次生的。这就从根本上改变了过去人们对砂岩孔隙的认识。同时也说明，砂岩的孔隙类型并不象过去所想象的那样简单，而是一个很值得研究的问题。

根据孔隙的成因，可以把砂岩孔隙分为原生和次生两大类，其中次生孔隙又可以进一步划分为溶蚀孔隙、破裂和收缩孔隙及晶间孔隙。

1．原生孔隙

原生孔隙是砂岩中现今保存下来的、由沉积作用造成的支撑孔隙，其中主要是由颗粒支撑的原生粒间孔隙（图4-1a、b），也包括粒间基质充填不满所遗留下来的孔隙、基质内部由杂基支撑的孔隙及原始岩屑粒内孔隙。此外，在成岩后生阶段因胶结作用而缩小了的孔隙，如因石英次生加大而缩小了的孔隙，也应属于原生孔隙。

2．次生孔隙

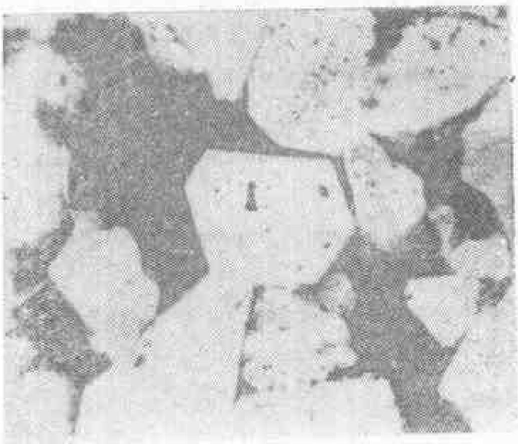


图 4-1a　原生粒间孔隙，石英颗粒具次生加大边，黑色为孔隙，×51
（据郑瑞林）

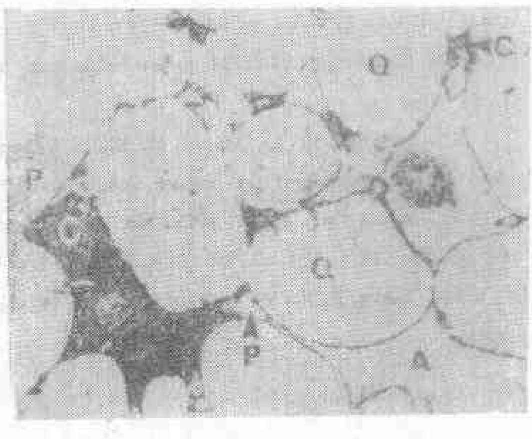


图 4-1b　原生粒间孔隙，孔隙被方解石和硬石膏充填，单偏光
P.孔隙　Q.石英颗粒　C.方解石　A.硬石膏
（据V. Schmidt）

（1）溶蚀孔隙　溶蚀孔隙是最多、最重要的次生孔隙类型，它包括一切可溶性颗粒、可溶性基质、胶结物和交代物溶解产生的孔隙。其中胶结物和交代矿物的溶解最为普遍，最容易溶解的矿物是碳酸盐，主要是方解石、白云石和菱铁矿（图4-2）。

溶蚀作用可以产生任何孔隙结构类型，例如粒间孔隙（粒间胶结物和基质的溶解）、粒内孔隙（颗粒内可溶性部分的选择性溶解）、胶结物内和基质内孔隙等。印模孔隙是最典型、最容易识别的一种溶蚀孔隙，但在砂岩中并不普遍。最普遍且最有意义的是粒间溶蚀孔隙和胶结物内溶蚀孔隙，但它们不易与原生粒间孔隙区分，因而不易识别。

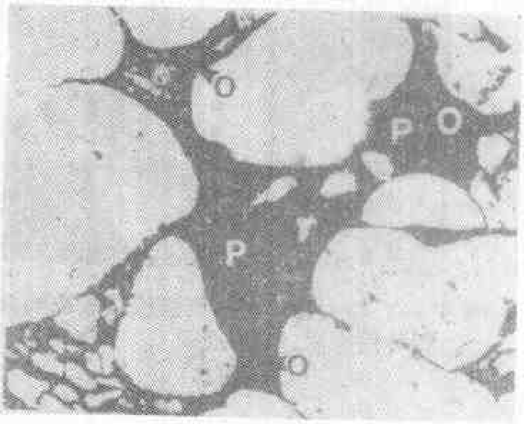


图 4-2　次生粒间孔隙，碳酸盐和硫酸盐被溶解，单偏光
O-残余油
（据V. Schmidt）

（2）破裂孔隙和收缩孔隙　破裂孔隙包括各种应力作用使岩石破裂而产生的裂隙。一些层理缝和矿物解理缝也属于这一类。一些矿物，如海绿石、粘土发生收缩可以产生收缩孔隙。

（3）晶间孔隙　晶间孔隙是重结晶作用和胶结作用产生的晶体之间的孔隙。其中胶结作用总是发生在事先已经存在的原生或次生孔隙空间内，它既缩小了原来的孔隙，又产生了新的晶间孔隙。严格地讲，产生在原生孔隙间的一些晶间孔隙仍可归入原生孔隙。

晶间孔隙主要发育在胶结物中，比较常见，但由于这种孔隙很小（一般小于10μm），故没有前几种类型重要。例如长石高岭石化以后产生的高岭石晶间孔，一般只有数微米，虽然可以增加孔隙空间，但渗透性很差，以这种类型为主的储集岩一般物性不好。

沉积物经过长期复杂的成岩后生变化阶段，相当一部分孔隙很可能经受了反复的胶结、溶蚀、再胶结、再溶蚀，或者不完全胶结、不完全溶解。目前保存下来的孔隙多半是经过多种作用形成的。例如原生粒间孔隙由于颗粒边缘被溶蚀而扩大，这种扩大了的粒间孔隙既包含了原生粒间孔隙空间，又包含了溶蚀的孔隙空间，难于将其归为某一种成因类型。因此上述孔隙成因类型的划分只能是相对的。

二、砂岩孔隙的结构类型

V. Schmidt（1982）根据碳酸盐岩的孔隙结构类型提出了一个砂岩次生孔隙的结构类型。这个分类基本包含了包括原生孔隙在内的砂岩的主要孔隙结构类型，因此，可以作为砂岩的一般孔隙结构分类。

1. 粒间孔隙

由颗粒支撑形成的粒间孔隙可以是原生的，也可以是次生的。完全的原生粒间孔隙并不多见，颗粒之间一般都含有少量的基质或胶结物，如泥质、钙质或石英次生加大边等，使粒间孔隙缩小（图4-1a、b）。次生粒间孔隙是由于粒间基质、胶结物或交代物被溶解而成的（图4-2）。次生粒间孔隙的结构形状可以与原生粒间孔隙相似，但成因却是次生的。如果溶解作用也触及到颗粒的边缘，将产生扩大了的粒间孔隙。

粒间孔隙是储集岩最主要的孔隙类型，它孔隙大，喉道粗，连通性好，能有效地提高储集岩的孔隙度和渗透率。

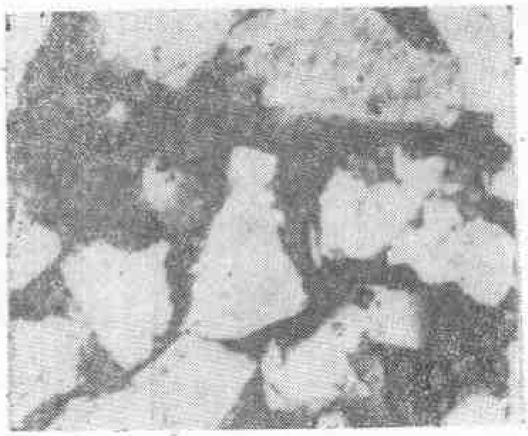


图 4-3a 特大孔隙，石英颗粒边缘或部分颗粒被溶滤，黑色为孔隙，×51
（据郑瑞林）

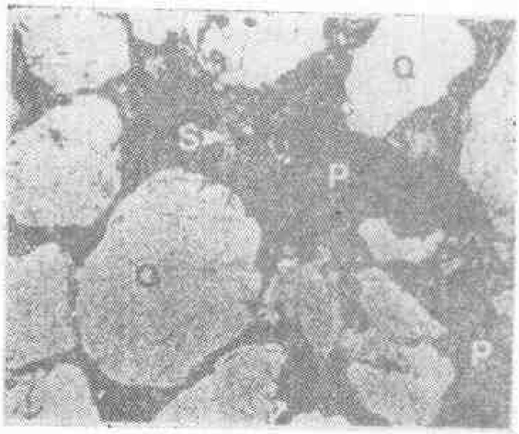


图 4-3b 特大孔隙，菱铁矿交代物和胶结物被溶解，单偏光
S 菱铁矿残留物
（据V. Schmidt）

2．特大孔隙（图4-3a、b）

按V. Schmidt的标准，超过相邻颗粒直径1.2倍的孔隙属于特大孔隙（不包括裂隙）。特大孔隙的形成是由于除粒间基质、胶结物、交代物被溶解外，相邻颗粒也发生了溶解，从而造成了比颗粒还大的孔隙。除此之外，收缩作用也可以产生这种孔隙。特大孔隙主要是次生的。

3．印模孔隙（图4-4）

印模孔隙是指那些具有原来组分结构外形特征的孔隙。这类孔隙主要是溶解作用造成的，例如可溶性颗粒溶解后形成颗粒印模，自生碳酸盐矿物溶解后遗留下保持原来晶体外形的孔隙。有时收缩作用也可以产生局部的印模孔隙。印模孔隙全部是次生的。

4．组分内孔隙

一切组分内部的孔隙都属此类。例如，粒内孔隙（图4-5、6、7）、胶结物内孔隙（图4-8a、b），基质及交代物内孔隙（图4-9）。组分内孔隙可以是原生的，也可以是次生的。

岩屑粒内孔隙是一种常见的原生粒内孔隙。颗粒内部局部被溶解或被交代，然后交代物又被溶解，可以形成次生的粒内孔隙。如交代部分长石的碳酸盐被溶解后产生次生长石

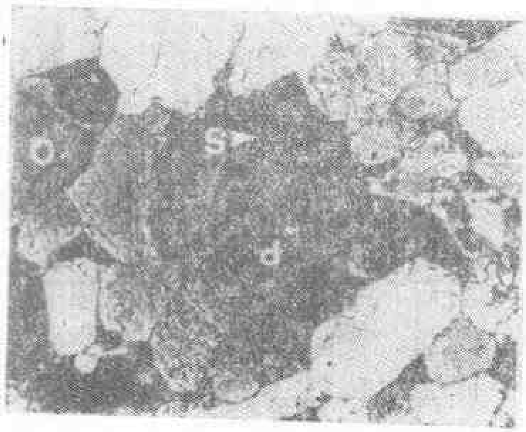


图 4-4 印模孔隙，菱铁矿颗粒印模被石英颗粒环绕，半正交偏光
（据V. Schmidt）



图 4-5 长石粒内孔隙，长石沿解理方向溶蚀，黑色为孔隙，×51
（据郑瑞林）

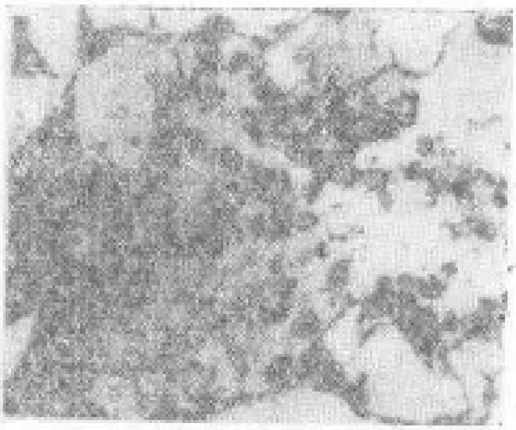


图 4-6　硅质岩粒内孔隙，硅质岩可溶性组分被溶蚀，黑色为孔隙
（据郑璿林）

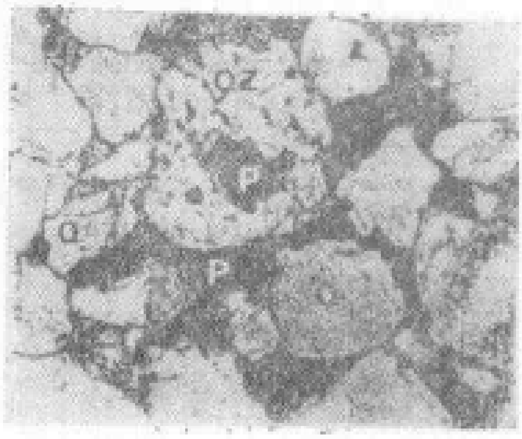


图 4-7　石英岩粒内孔隙，单偏光
Q.石英岩颗粒
（据V. Schmidt）

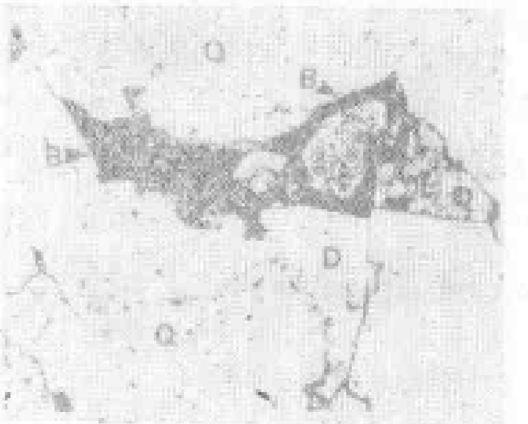


图 4-8a　胶结物内孔隙，白云岩胶结物部分被溶解并被沥青充填
D.白云岩胶结物和交代白云岩　B-沥青
（据V. Schmidt）

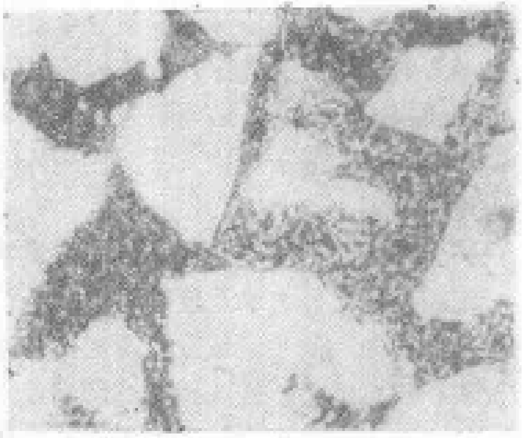


图 4-8b　高岭石晶间孔隙，黑色为孔隙，×51
（据郑璿林）

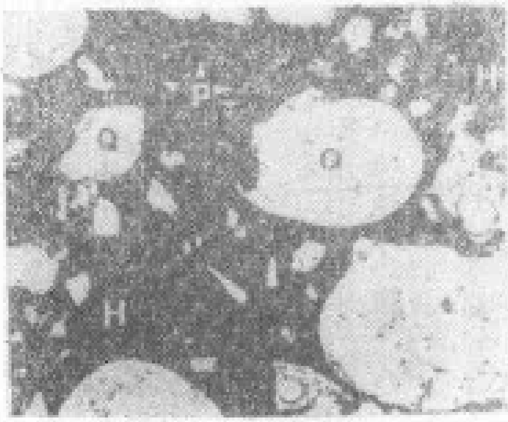


图 4-9　基质内孔隙，由海绿石和赤铁矿收缩产生，单偏光
H.可能为曾交代海绿石基质的赤铁矿
（据V. Schmidt）

粒内孔隙（图4-5）。

基质内孔隙相当普遍，原生和次生都有，两者一般不容易区分。高岭石晶间孔是一种常见的胶结物内孔隙（图4-8b）。

5．裂隙

裂隙是一种很重要的孔隙类型。砂岩中各种成因的裂隙比较常见，对于改善其渗透性能很有意义。有关裂隙的论述很多，这里不拟详述。

第二节　沉积作用及成岩后生作用对砂岩储集性能的影响

为了寻找良好的储集层，研究砂岩储集性能的影响因素是很有意义的。通常，从砂岩主要是原生粒间孔隙的观点出发，一般都是从沉积条件方面去讨论储集性能的影响因素，例如砂岩的成分、粒度、颗粒排列方式、分选、磨圆以及胶结物（应包括基质和胶结物）的含量和胶结类型等。这些因素对砂岩的储集性能固然有影响，但从目前所见到的砂岩孔隙类型来看，除沉积条件外，成岩后生作用也有很大影响。因此，只研究和沉积条件有关的因素是很不够的，还必须研究砂岩的成岩史，研究孔隙的消失和产生，才能更准确地掌握良好储集层的分布规律。下面我们从沉积和成岩后生变化两方面来讨论影响砂岩孔隙发育程度的因素。

一、沉积作用对砂岩储集性储的影响

沉积作用对砂岩储集性能的影响是根本的，但良好的沉积条件并不一定就有良好的储集层。前面所说的砂岩成分、粒度、分选、磨圆、颗粒排列方式及基质含量等基本上都是与沉积作用有关的，这些因素都影响砂岩的孔隙性，但其影响程度并不相同。

在上述诸因素中，基质含量对砂岩孔隙性的影响最大，往往成为一个地区储层物性的主要影响因素。粒度、分选对物性也有一定影响，但不是重要因素，有些地区就看不出粒度、分选与孔隙度、渗透率之间有明显的关系。特别是地区之间进行对比时，粒度和分选的影响更小。例如松辽盆地三肇地区扶余油层砂岩的粒度、分选等参数和扶余地区扶余油层砂岩相近，但其渗透率却相差10倍以上，这说明上述两种因素不是物性变坏的根本原因。又如我国东部一些油田下第三系粗粉砂岩的渗透率可达 $0.3\mu m^2$，而陕甘宁盆地三叠系之中一细粒砂岩的渗透率一般较粗粉砂岩小近百倍，也可以说明粒度不是影响物性的重要因素。东部地区下第三系物性好的主要原因是胶结物含量低，而又未发生重大的成岩后生变化。

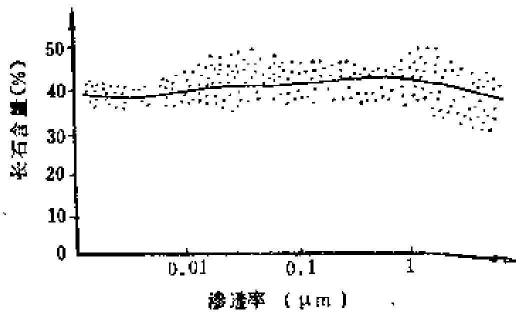


图 4-10　松辽盆地萨尔图油田葡萄花油层长石含量与渗透率关系（据刘兴才）

从本质上说，矿物成分对于储油物性有重要影响，它是砂岩成岩后生变化的物质基础。但对于没有经受重大成岩后生作用的砂岩，矿物成分并不重要，长石砂岩和石英砂岩一样可以具有很好的储油物性。如我国东部油田第三系的一些长石石英砂岩及长石砂岩油

层，长石含量虽高达30—50%，但物性很好，孔隙率26—30%，渗透率0.2—2μm^2，甚至更高，比陕甘宁盆地侏罗系石英砂岩的物性好得多。大庆萨尔图油田葡萄花油层的资料统计表明，长石含量与渗透率之间没有明显关系（见图4-10）。

此外，颗粒的磨圆度对储油物性的影响无重要实际意义。

总之，在与沉积作用有关的诸因素中，基质含量高低对储油物性有重要影响，其它因素仅具次要意义。

二、成岩后生作用对砂岩储集性储的影响

砂岩的成岩后生作用有：压实作用、胶结作用、溶蚀作用、交代作用、重结晶作用、破裂作用和收缩作用。其中压实和胶结作用使砂岩孔隙减少；交代作用可以产生可溶性矿物，后者发生溶解而产生孔隙；其余成岩后生作用均增加砂岩孔隙。越来越多的研究成果表明，成岩后生作用比沉积作用对砂岩储集性能有着更重大的影响。因此，研究砂岩各种成岩后生作用的规律，对于掌握孔隙的分布，寻找良好的储集层，具有十分重要的意义。

1．压实作用

压实作用包括机械压实和化学压实（压溶）。机械压实主要发生在成岩作用阶段早期，此时沉积物埋藏浅，主要是排出水分，减少沉积物的体积及孔隙度。随着埋藏深度的增加，温度升高，压力增大，机械压实将转化为化学压实，在颗粒接触处发生较大的溶解作用。

从工业价值考虑，机械压实在多大程度上影响砂岩的储集性质还是一个值得讨论的问题。机械压实将大大降低沉积物的孔隙度是毫无疑问的，但假定机械压实可使岩石的孔隙度降低20%，对于油藏，这个数字已经是相当高的了。表4-1是机械压实的实验研究结果。表中的数字表明，在3500m的深度下，岩样仍能保持31.8%的孔隙度。虽然实验室条件与实际有差距，但仍能说明一定问题。图4-11是天然压实与孔隙度的关系，在6000ft（1829m）深度下，孔隙度仍然很高（>30%）。

表 4-1 机械压实与孔隙度的关系

模拟深度(m)	500	1000	1500	2000	2500	2700	3200	3500
岩样总体积（cm^3）	6.85	6.59	6.26	6.09	5.92	5.83	5.79	5.66
颗粒体积（cm^3）	3.86	3.86	3.86	3.86	3.86	3.86	3.86	3.86
孔隙体积（cm^3）	2.99	2.73	2.40	2.23	2.06	1.97	1.93	1.80
孔隙度（%）	43.65	41.43	38.34	36.62	34.80	33.79	33.33	31.80

经常可以见到孔隙度随深度加大而降低，但深部孔隙度的降低不一定都是由压实作用造成的，各种原因引起的胶结作用也可以使孔隙度降低。

矿物成分对机械压实有一定影响。据朱国华研究，陕甘宁盆地马岭油田南区延10砂层组由于成分复杂，含有很多质软的低变质岩颗粒和蚀变程度很深的绢云母化长石（含量达15—20%），所以压实作用影响十分强烈，由压实作用引起的孔隙度降低也十分显著。在该油田的中北区，延10砂层组成分单一，几乎全是硬度很高的石英和燧石，在埋藏深度与南区相似的条件下，压实影响很小，原生粒间孔隙保存良好。

化学压实对砂岩孔隙率有较大影响，它可以从根本上破坏岩石的原生孔隙。图4-12是

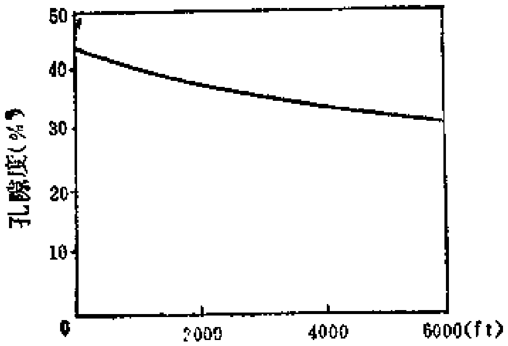


图 4-11 孔隙度天然压实效果
(据Krumbein等)
1ft = 0.3048m

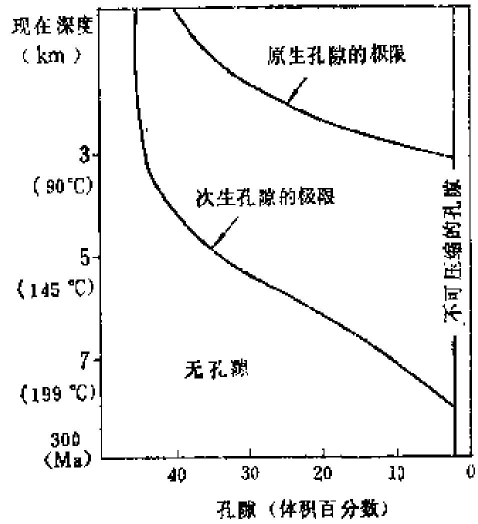


图 4-12 石英砂岩孔隙度与埋深关系示意图
条件：中粒石英砂岩的沉积速度30.5m/Ma，地温梯度2.7℃/100m
(据V. Schmidt)

V. Schmidt 根据某些假定条件所作的石英砂岩原生及次生孔隙度与埋藏深度关系的示意图。该图表明，在机械压实和化学压实作用下，原生孔隙随深度增加逐渐下降，在深约3000m处，只残留占岩石体积1—2%的不可压缩的原生孔隙。在3000m范围内，开始主要是机械压实，使砂岩原生孔隙度减少到大约20—30%，此后在深处便是化学压实，颗粒接触处发生压溶，被溶解的二氧化硅以胶结形式重新沉淀，使原生孔隙度进一步减少，最终达到大约1—2%。

2. 胶结作用

胶结作用包括：沉积阶段和砂一起沉积下来的粘土基质在压实作用下的胶结，成岩后生阶段在岩石孔隙中沉淀下来的各种胶结物的胶结（如碳酸钙的沉淀、石英次生加大），以及通过颗粒溶解及相互作用所发生的胶结（如压溶）。在成岩后生阶段所发生的各种矿物的化学沉淀可以产生大量的胶结物，如方解石、白云石、二氧化硅等堵塞孔隙，使砂岩孔隙性变差，甚至完全失去成为工业储层的能力。国内外许多油田大量统计资料表明，砂岩胶结物含量与物性之间有着十分密切的关系。例如据苏联西西伯利亚地区一些储油砂岩统计，当胶结物含量为5—13%时，有效孔隙度变化在20—10%之间；当胶结物含量为15—20%时，有效孔隙度一般为3—6%；当胶结物含量增加到20—30%时，有效孔隙变化为1—2%。渗透率也是如此，当胶结物含量为5—15%时，渗透率高达0.8—1μm^2以上；胶结物含量为15—20%时，渗透率下降至0.1—0.5μm^2；当胶结物含量为20—30%时，渗透率只有0.01—0.05μm^2。我国陕甘宁盆地三叠系油层，当胶结物含量高达20—30%时，渗透率小于0.001μm^2。通常所说的胶结类型，归根结底也是取决于胶结物含量的。

在各种填隙物中，粘土基质对岩石储油物性的破坏性较小，碳酸盐的破坏性较大（见图4-13、图4-14），通常所说的泥质胶结往往比钙质胶结的物性要好些。

矿物颗粒，特别是石英颗粒的次生加大现象，对岩石物性的影响也很明显。随着石英次生加大程度的增加，岩石物性急剧变坏（图4-15）。

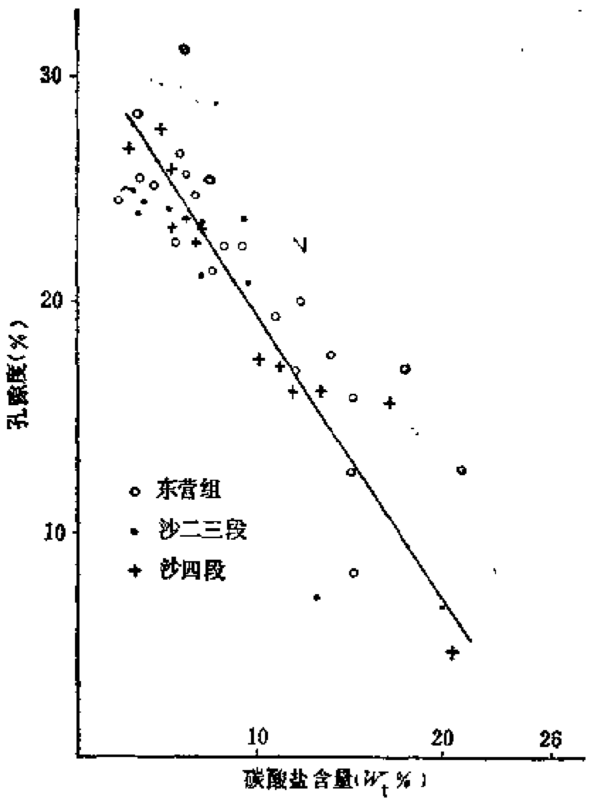


图 4-13 渤海湾盆地黄骅坳陷碳酸盐含量与孔隙度关系

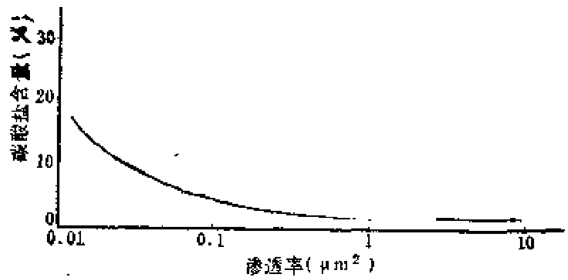


图 4-14 渗透率与碳酸盐含量的关系
(据辽河石油局研究院)

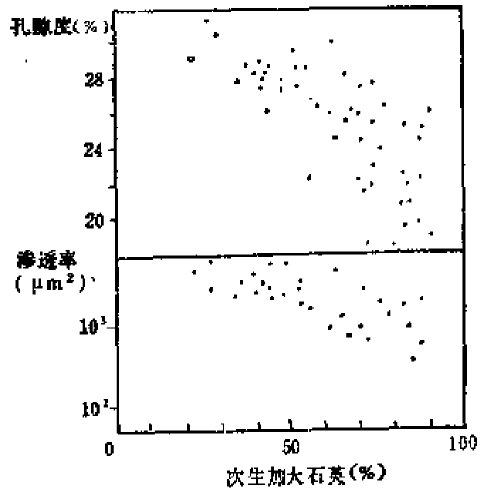


图 4-15 次生加大石英含量与孔隙度、渗透率的关系

3．溶解作用

溶解作用对砂岩的储集性能有极其重要的意义，绝大部分砂岩的次生孔隙是由溶解作用形成的。溶解作用可以发生于岩石颗粒、基质、胶结物及交代矿物。可溶解矿物有碳酸盐、硫酸盐、硅酸盐等，其中最重要的是碳酸盐矿物。砂岩中常见的碳酸盐矿物为方解石、白云石和菱铁矿，这些矿物的溶解可以产生大量次生孔隙。据估计，砂岩次生孔隙的大部分是由碳酸盐矿物的溶解形成的。目前各沉积盆地所见次生孔隙，大部或几乎全部是这种成因的。V. Schmidt 把砂岩成其它岩石中各种结构型式的碳酸盐矿物的溶解作用统称为脱碳酸盐化作用。据他统计，脱碳酸盐化孔隙可见于一切较大的沉积盆地。世界上许多大油田，如美国北极坡普鲁德霍湾油田、北海侏罗系油田，都属于这种类型。这类储层的物性相当好，个别样品的脱碳酸盐化孔隙度可达40%以上，渗透率可达几个平方微米。

脱碳酸盐化孔隙的形成深度在4000m以上，但大量脱碳酸盐化孔隙的形成是在中等深度，达个深度是页岩、煤层中有机质成熟、脱羧产生CO_2的深度，生成的CO_2为碳酸盐的溶解创造了条件。脱碳酸盐化作用产生的碳酸盐以水溶液的形式向上运移，在地层浅处适当条件下沉淀下来，形成碳酸盐化作用带。在盆地下沉过程中，形成的碳酸盐化作用带也将进入深部发生脱碳酸盐化作用的深度，并在那里经受强烈的脱碳酸盐化作用，所产生的碳酸盐又向上运移至更新的地层，形成新的碳酸盐化作用带，依次类推。假若在整个沉积层

系中有足够的有机质保证脱碳酸盐化作用的进行，那么大量碳酸盐就可以这种形式，经过反复循环，堆积在现在正在进行的碳酸盐化作用带中。

脱碳酸盐化产生的孔隙非常有利于油气的聚集。大部分的油气生成于脱碳酸盐化孔隙大量形成阶段之后，于是具有这种孔隙的砂岩就处于储集油气的有利环境。因此V. Schmidt认为，砂岩次生孔隙中的大部分油气是初次运移形成的，而原生孔隙中的大量油气则是二次运移形成的。

根据V. Schmidt的研究，不含碳酸盐成其它可溶性组分的石英砂岩，当埋藏深度，达3000m以下时，将被化学压实成被外来的二氧化硅所胶结，使其原生孔隙下降到1—2%，从而破坏了砂岩的储油能力。而含有碳酸盐的石英砂岩，不管所含碳酸盐是原生的还是次生的，均可胶结砂岩，阻碍砂岩进一步发生化学压实，并在后期脱碳酸盐化作用中产生大量次生孔隙。这样说来，只有在碳酸盐的参与下，才有利于保持石英砂岩层的储集能力。

砂岩中硅酸盐（如长石、石英）的直接溶解也很普遍，但通常不产生成很少产生次生孔隙。硅酸盐矿物常常是先被其它可溶性矿物所交代，然后交代矿物被溶解而产生孔隙。

4. 交代作用

交代作用也是砂岩中极常见的现象，如方解石交代石英、长石及粘土基质，石英交代碳酸盐，白云石交代方解石等等。从造孔隙的角度来看，最重要的是方解石交代各种难溶的硅酸盐矿物，然后方解石又被溶解而产生孔隙。后而这一过程已属于脱碳酸盐化作用范畴。

各种矿物的相互交代都是在特定的条件下进行的，例如在较高pH值条件下方解石交代石英和长石，而在低pH值条件下石英又能交代碳酸盐。由于浅埋藏时pH值降低，深埋藏时pH值增加，所以一般把硅酸盐交代碳酸盐解释为早期成岩作用现象，而碳酸盐交代硅酸盐被认为是一种晚期成岩现象。研究各种交代现象的产生和分布，有利于寻找次生孔隙。

5. 重结晶作用

砂岩的重结晶现象也较常见，主要发生在胶结物和基质中。例如，非晶质的蛋白石重结晶成微晶玉髓，进而结晶成自生石英；碳酸盐胶结物由细晶变成粗晶，以至联晶胶结物；粘土矿物可以结晶成很好的云母；隐晶质的高岭石可以重结晶成鳞片状蠕虫状晶质高岭石等。胶结物或基质经过重结晶作用产生较多的细小晶间孔隙，可以增加储集岩的孔隙体积，但渗透率一般较低。因为，凡晶间孔隙发育的砂岩，往往胶结物含量很高，粒间孔隙很少，渗透性一般不好。我国许多盆地常见高岭石晶间孔，凡这类孔隙发育的砂岩，其储集性能都具有上述特点。

最后还应当指出，上面所列举的各种成岩后生作用统统都受沉积物成分、结构、物理化学性质、地层水性质、地层温度及地层压力等诸因素的控制。加强包括这些因素在内的成岩后生作用的全面研究，掌握砂岩孔隙的破坏、形成及其分布规律，对寻找良好的储集层，提高油气勘探效率很有帮助。

第三节　储集岩孔隙结构对油水分布的控制——油藏储油指数

在讨论油层中的油水分布时，我们假定油层满足下列条件：（1）在油层形成之前，储

集层被水所占据，后来油气进入油层，将其中的部分水排出而形成油藏；（2）油层是亲水的，包括原来亲水后来变为偏亲油或中性湿润；（3）油层中油、水两相都是连续的；（4）现今油层已经达到了毛细管力平衡。从某种观点说，大部分油层可以满足以上条件。

一般认为，控制油层油水分布的主要因素是重力、毛细管力、水动力及热动力作用。重力和毛细管力是始终起作用的因素，水动力影响的大小则取决于地下水流的速度和方向。关于热动力的影响尚有争论，需要继续进行研究。在下面的讨论中，我们暂不考虑水动力和热动力条件，仅据浮力和毛细管力来分析油层中的油水分布。

由于岩石是亲水的，毛细管力是油气运移的阻力，所以喉道半径越小，其阻力越大。石油要进入孔隙将其中的水排出，首先必须依靠浮力克服孔隙喉道的毛细管阻力。此处所说的浮力指的是浮压力，其大小取决于油层流体的密度差和油柱高度。在油层范围内，油和水的比重变化不大，浮力的变化主要取决于油柱高度。油柱越高，浮力越大；油层顶部的油柱最高，因此浮力最大。自顶部向下，随着油柱的减低，浮力越来越小。

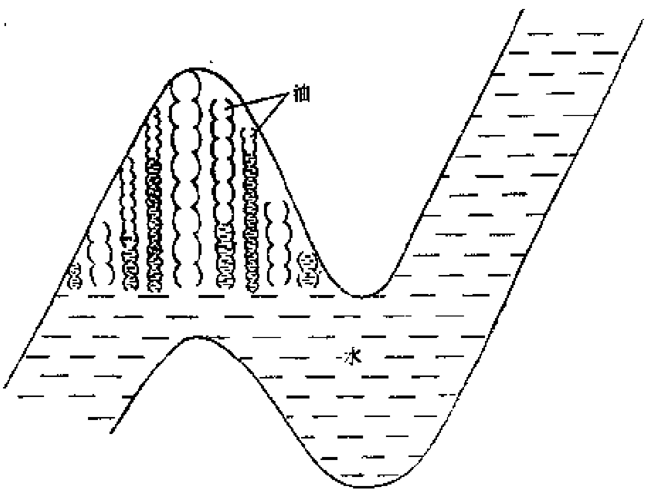


图 4-16 油藏的油水分布
（据J. C. Chilingar）

根据以上分析可以得知，油层底部浮力很小，油气只能进入少数大喉道及其所连通的孔隙；由底部向上随着浮力的增加，油气将进入越来越小的喉道（图4-16）。假如油层是均质的，油层各部分的储集岩具有相同的孔隙结构，那么自下而上含油饱和度将逐渐增高，含水饱和度逐渐降低。

实际上油层是非均质的。储集岩粗细不均，孔隙喉道大小不一，小喉道中进入石油的机率显然要比大喉道低。在相同压力条件下（相同高度），细喉道的储集岩具有较低的含油饱和度，粗喉道的储集岩具有较高的含油饱和度。因此，对于非均质油藏，油水的分布特征是：自下而上总的趋势是含水饱和度逐渐降低，含油饱和度逐渐增高；在这个背景上，由于油层局部的物性差异，位于相同高度上的储集岩含油饱和度可以不同，位于不同高度上的储集岩含油饱和度可以相同；下部的含油饱和度可以高于上部；局部油层物性很差，可以根本不含油，仍为水层，造成油层纵横向上油水相间分布的现象。当油藏很高时，上部具有足够的浮力，那里将只含束缚水，随着高度增加含水饱和度将不再继续降低。

以上是油层中油水分布的理论分析。大量油田实际资料表明，这种分析与油层实际油水分布情况相符。

前面说过，油气要进行运移必须靠浮力和水动力克服喉道的毛细管阻力。喉道越小，毛管阻力越大，油气要通过喉道越需要更大的浮力和水动力，或者说需要更大的油柱高度。因此，可以根据储集岩的喉道半径r_t及其它参数计算油气运移所需要的临界油柱高度（见第三章第二节）。相反，如果我们已知油柱高度，将3-14式反求喉道半径r_t，所得r_t值

将是高度为h的油柱所能克服的最小喉道半径，我们称之为最小含油喉道半径，以r_{min}表示，其计算公式为：

$$r_{min}=\frac{2\sigma}{\frac{2\sigma}{r_p}+h(d_w-d_o)\pm L\frac{dh}{dL}d_w} \quad (4-1)$$

实际计算公式为：

$$r_{min}=\frac{\sigma}{\frac{\sigma}{r_p}+4.9h(d_w-d_o)\pm 4.9L\frac{dh}{dL}d_w} \quad (4-2)$$

式中　σ——界面张力(mN/m)；

r_p——储集岩平均孔隙半径(μm)；

h——油柱高度(m)；

d_w——水的重度($9.8\times10^3 N/m^3$)；

d_o——油的重度($9.8\times10^3 N/m^3$)；

L——油柱水平投影长度(km)；

dh/dL——水力梯度(m/km)。

如果忽略水动力条件，上式变为：

$$r_{min}=\frac{\sigma}{\frac{\sigma}{r_p}+4.9h(d_w-d_o)} \quad (4-3)$$

由公式（4-2）可以看出：

（1）最小含油喉道半径r_{min}值主要受油柱高度、流体性质、水动力条件的控制，而与储集岩的孔隙喉道大小无直接关系。随着油柱高度、流体密度差及水力梯度的增大，r_{min}值减小。当油柱高度h取油藏高度，L取水流方向上油藏的最大水平投影宽度，用公式4-2计算的r_{min}值是油藏的最小含油喉道半径。

（2）不同油藏，其油藏高度、流体性质、水动力条件不同，所以r_{min}值也不同。同一油藏，随着油藏高度的增加，含油喉道逐渐减小，油藏顶r_{min}值最小（图4-17）。

（3）最小含油喉道半径r_{min}值越小（即油柱高，流体密度差大），越有利于含油。在相同孔隙结构条件下，随着r_{min}值减小，储集岩含油饱和度增高。由此可见，油柱高度和流体密度差还可以影响到油藏的含油丰度，而以往对此并无明确认识。

r_{min}的计算公式仅适应于亲水油层及混合润湿的油层。

应当指出，r_{min}值越小越有利于含油并不意味着r_{min}值越小含油饱和度越高。因为含油饱和度除与r_{min}值有关外，还受岩石本身孔隙结构条件（此处主要指喉道大小）的控制。储集岩本身的孔隙喉道越大，越有利于含油。因此，我们可以取油藏平均喉道半径$\bar{r}_t$与油藏最小含油喉道半径中值$\bar{r}_{min}$（取二分之一油藏高度求得的r_{min}值）的比值来评价油藏的含油丰度，并称之为储油指数β，即：

$$\beta=\bar{r}_t/\bar{r}_{min}\text{（无因次）}$$

显然，β值越大，油藏含油程度越高，如$\beta<1$，则油藏含油极差或没有工业价值。

储油指数是一个评价参数，它可以用来评价油藏的含油丰度。β值不但与岩石孔隙结

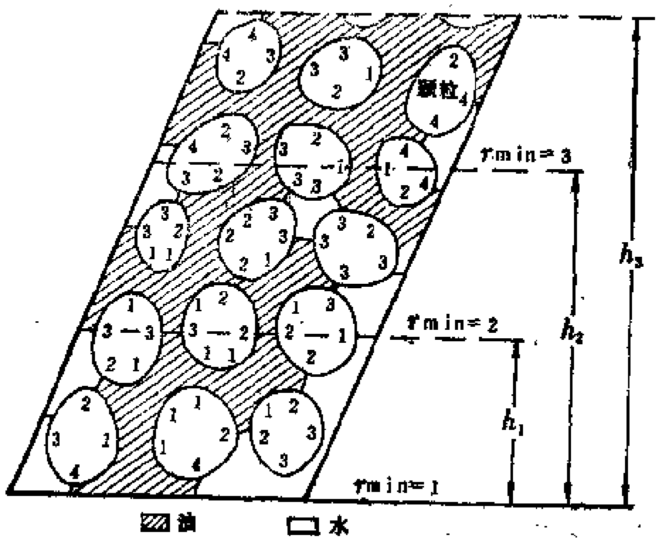


图 4-17　含油喉道半径与油柱高度关系示意图

1、2、3、4.喉道大小（数值大，喉道小）　h_1、h_2、h_3.油柱高度　r_{min}.与油柱高度相应的最小含油喉道半径

表 4-2　我国若干油田油藏 r_{min} 及 β 值计算结果

油　田	区　块	层　位	r_{min} (μm)	β
兴隆台	兴28	S_1下	0.06	36.9
曙　光	曙2—7—6	S_3下杜Ⅱ	0.14	20
欢喜岭	欢2—20—7	S_3下杜Ⅱ	0.19	1.6
	欢26	S_1下Ⅱ+Ⅲ	0.03	29.5
双台子	双6	S_1下	0.28	4.02
胜　坨	一区	$S_2 2^{2+3}$	0.21	46
	二区	$S_2 5^5$	0.575	8.4
	三区	$S_2 1^5$	0.10^4	45
马　岭	中区	$Y10^2$	0.2	7.1
	北区	$Y10^1$	0.28	1.57
直　罗		长2	0.24	1.2
庆阳地区		长8	0.39	0.2
甘泉洛河地区		长2	0.47	0.27
跃进一号		E_3Ⅲ	0.05	20

构有关，而且还与流体性质（比重、界面张力、润湿性）、油藏高度及水力梯度有关。因此，它较一般参数更具有评价意义。

表4-2列举了我国几个油田油藏最小含油喉道半径r_{min}及储油指数β的部分计算结果。从表中可以看出，r_{min}与含油饱和度之间没有明显关系，这是不奇怪的，因为含油饱和度同时受r_{min}及孔隙结构两个因素控制。

图4-18和图4-19是计算油藏储油指数与相应油藏的含油饱和度及单井日产量之间的关

系。可以看出，储油指数与这两个参数之间存在比较明显的线性关系。部分点子离散的原因可能是含油饱和度或平均喉道半径测定不准所致。另外，单井产量还受油层厚度、油层能量等其它因素的影响。

由于储油指数与油藏含油丰度之间存在比较密切的关系，因此可以把储油指数作为分类标准，对油藏进行分类评价。根据75个油藏储油指数计算结果分析，可以将油藏分为以下四类：

一类：$\beta \geq 20$，高产油藏，原始含油饱和度一般大于70%。

二类：$20 > \beta \geq 5$，中产油藏，含油饱和度一般在60—70%之间。

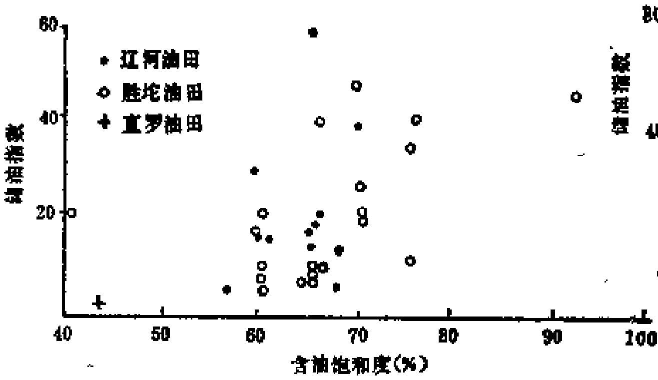


图 4-18　油藏储油指数与平均含油饱和度的关系

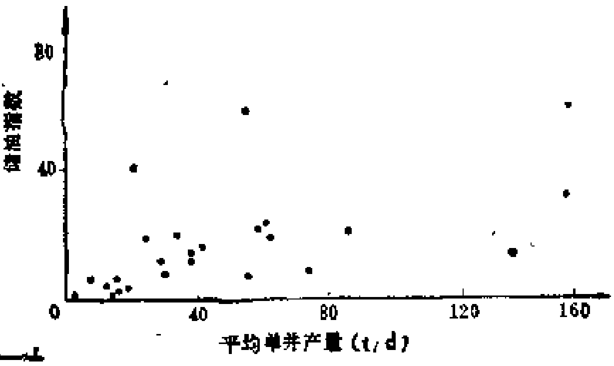


图 4-19　辽河油田油藏储油指数与单井平均产量的关系

三类：$5 > \beta \geq 1$，低产油藏，含油饱和度一般在45—60%之间。

四类：$\beta < 1$，极低产油藏，含油饱和度一般小于45%。

第四节　孔隙结构的非均质性对油层残余水饱和度的影响

一、油层残余水的成因

目前世界上所发现的大油田中，几乎无例外的都是石油和水共生，即使在油藏的纯含油部分也仍然有相当数量的地层水存在。由于这部分水对油藏评价、储量计算十分重要，因此很早便成为石油工作者研究的重要课题之一。为了搞清其成因和含量，在过去数十年中，许多研究者进行了大量工作。尽管如此，关于其成因至今仍然是一个有争论的问题，使用的名称也比较混乱，就是同一名称理解也不相同。关于这部分水的名称，目前常用的有共生水、不降饱和度和束缚水三种。共生水（connate water）通常泛指油藏内与油气共存的那部分地层水，它的范围较广，油水过渡带的水也包括在内。不降饱和度这个名称来源于毛细管压力实验。在用岩样作排驱实验时（非润湿相流体驱替润湿相流体），总有一部分润湿相流体滞留于岩样中排不出来，在毛细管压力与饱和度关系曲线（毛细管压力曲线）上表现为毛细管压力继续增加，润湿相饱和度不再降低，于是把这部分润湿相饱和度称为不降饱和度（irreducible saturation）。不降饱和度和共生水之间存在什么关系还值得研究，在英文资料中常把这两个术语混用，就是对不降饱和度含义的理解也不尽相同

(N. R. Morrow, 1971)。我国目前普遍使用的"束缚水"这个名称，意义也很含糊。在许多文献中，常把英文"共生水"和"不降饱和度"均译作"束缚水"或"束缚水饱和度"，也还值很商权。为了暂且回避上述矛盾，避免涉及这部分水的具体成因，我们暂使用"残余水"这一名称，用以泛指油层被发现时，残留于油层而与油气共存的那部分地层水。"残余水"不作为专有名称，文献中所说的"束缚水"、共生水和不降饱和度等、不管其成因如何，都是残余水（曲志浩，1986）。

目前一般认为，油层残余水的形成是由吸附作用和毛细管效应造成的。下面简述目前对油层残余水成因的认识（N. R. Morrow, 1971；曲志浩，1986）。

1．吸附作用

吸附作用在岩石颗粒或孔隙表面造成一层薄薄的吸附水膜，将部分或全部颗粒表面覆盖，这是目前公认的一种残余水的存在形式。不过对这部分水在整个油层残余水中所占的比重看法不一。（N. R. Morrow(1971) 详细研究了吸附作用对残余水饱和度的影响。他认为砂粒表面可以牢面地吸附一层薄薄的水膜，厚度一般不超过四个分子层或大约10 Å，其性质已类似于固体，用机械力已不能将这部分水除去。球粒填充模型计算结果表明，这部分水只占总孔隙体积的0.025%，所以砂岩表面的吸附水量是很少的。N. R. Morrow 还认为，砂岩中水的吸附主要靠泥质成分，其中主要是蒙脱石但其含量一般不高。而高岭石和伊利石的吸附能力则很低。据粗略估计，被泥质成分所吸附的水约占总孔隙体积的2%，没有多大意义。因此 N. R. Morrow 认为，大部分残余水是毛细管作用造成的，颗粒表面的吸附作用是次要的。

对吸附水膜在油层残余水中的作用出现两种相反的评价，其原因可能是对颗粒表面吸附水膜性质的不同理解造成的。一般认为，颗粒表面吸附水有内外两层：内层很薄（1到数个分子层）；吸附十分牢固；外层很厚，厚度可达数百个分子层，吸附比较松弛。按照一般看法，外层吸附水也是不动水，因此，吸附水在油层残余水中所占的比重是很高的。根据 N. R. Morrow 的观点，外层吸附水虽然具有一些异常性质，但只要有足够的时间，仍可以从固体表面流走，只有内层水才是不动水，当然这部分水在残余水中所占的比重是很小的。

2．毛细管作用

关于毛细管作用造成的残余水形式，提出最早、讨论最多的是残余水环，英文中称悬

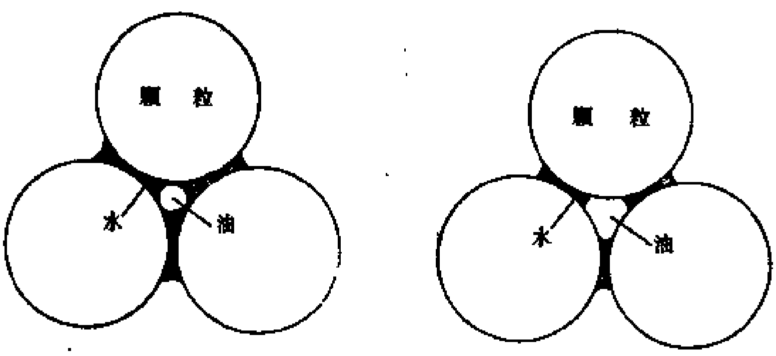


图 4-20 残余水环示意图

a．含水饱和度高，水环彼此连接 b．含水饱和度低，水环不连接

环（Pendular ring)，其形式是残余水呈环状环绕于两颗粒之接触点周围，如图25所示。当水的饱和度较高时，水环之间是连接的（图4—20a)，水可以沿颗粒表面流动；随着排驱压力的升高，水饱和度降低，水环由连续的变为孤立的（图20b)，从而失去了与周围水在水动力上的连通性。关于孤立水环的稳定性问题将在后面专门讨论。

残余水滞留于岩石的细小孔道是毛细管效应产生残余水的另一种可能形式。一般认为小孔道的毛细管压力较高；排驱压力（浮力和水动力）不足以将其中的水排出，这部分水便在孔道中滞留下来形成残余水。不过从理论上讲，当排驱压力足够高时，仍可将这部分水排出。小孔道含水的最明显证据是，随着岩性变致密（小孔隙增多,渗透率降低)，残余水饱和度增加。但 N. R. Morrow 认为，孔道大小对残余水的影响较小，通常观察到的随着孔隙减小，含水饱和度增加是孔隙结构的非均质性造成的。

二、孔隙结构的非均质性对油层残余水饱和度的影响

以上是以往三、四十年对油层残余水形成原因的一般认识。最近十余年来一些研究者发现，储集岩孔隙结构的非均质性对于残余水的形成有极大影响。这些研究者认为，孔隙结构非均质性是控制残余水形成的主要因素。换句话说，油层中大部分残余水是由孔隙结构非均质性造成的。此处所说的孔隙结构非均质性，主要指微观上孔隙大小的不均匀分布。

七十年代 N. R. Morrow 对油层残余水进行了比较系统的研究。如前所述，他认为岩石表面的吸水膜在油层残余水中所占比重甚小，大部分残余水是由毛管效应造成的。另外他还发现,流体的性质(如界面张力、粘度、密度）及岩石性质（如颗粒形状、大小、孔隙率等）对残余水饱和度影响很小。由这些因素造成的残余水饱和度一般为6—8%，而实际岩石的残余水饱和度一般为15—40%。他认为，这么高的残余水饱和度，是由于岩石的某些颗粒填充非均质造成的，或者说，颗粒填充非均质基本上控制着岩石残余水饱和度的大小。Morrow 这层所说的颗粒填充非均质，指的是孔隙大小分布的局部变化，实质上就是前边说的孔隙结构的非均质性。

我国一些研究者用实际岩样和孔隙模型所进行的油（气）驱水实验，也证明孔隙结构非均质与残余水的形成有十分密切的关系。用各种孔隙模型在亲水条件下所进行的油(气)驱水实验表明，由孔隙结构非均质造成的残余水主要有下列几种形式（曲志浩等，1986)：

（1）并联孔道型　并联孔道类似于电路的并联，由粗细两个孔道并联而成，如图4-21所示。在油（气）驱水过程中，小孔道具有较大的毛细管阻力，在相同排驱压力下，非润湿相油成气首先通过粗孔道到达并联孔隙的另一端，从而将小孔道中的水包围，断绝它与其余水在水动力上的关系，成为孤立的残余水单元。图4-22是利用透明孔隙模型模拟气（非湿润相）驱水（湿润相）实验所拍下的照片。从照片上可清楚地看到并联孔道残余水的形成过程。

并联孔道首先是在油层采收率研究中（水驱油）提出的一种研究残余油的典型孔隙模型，并比较成功地解释了残余油的形成机理。

（2）H形孔道型　H型孔道形如“H”，也是一种前人曾经使用的模型孔隙结构形式，如图4-23所示。这种模型两边的竖孔道粗，中间的横孔道细。油驱水时，当排驱压力大于两边粗孔道但小于中间细孔道的毛细管压力时，非润湿相首先进入两边竖孔道，而把中间小孔道中的水孤立起来，形成残余水（见图4-23)，模型实验实际观察表明，只要中

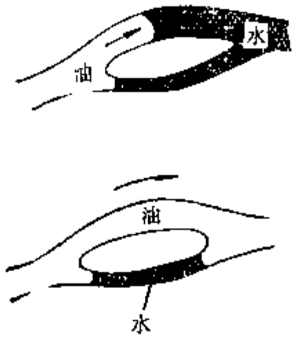


图 4-21 并联孔道示意图

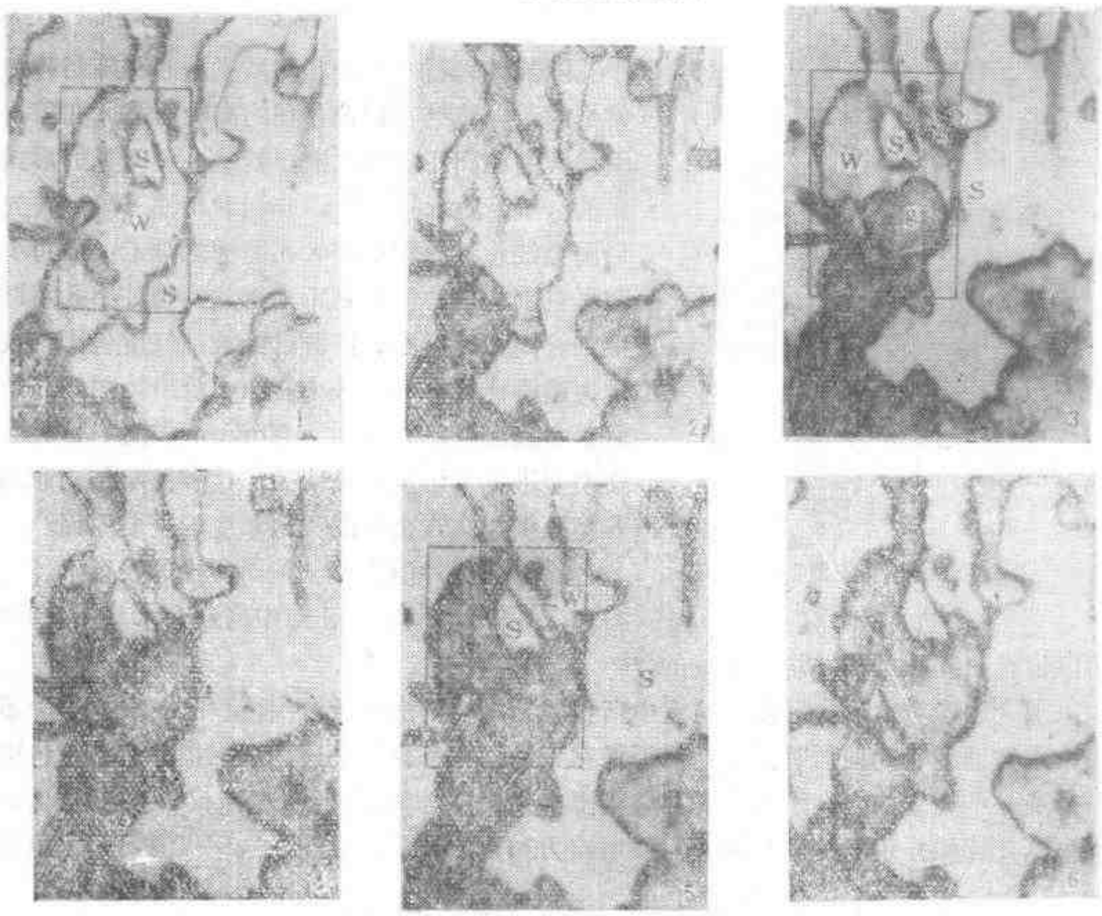


图 4-22 玻璃孔隙模型气驱水实验照片

（表现并联孔道型残余水的形成过程，方框内为一并联孔道）

1.并联孔道全部充满水（无色） 2—6.气体从下部进入并联孔道，并通过左边的粗孔道，把其中的水排出，右边小孔道中的水被气体包围，形成残余水 g-气体 W-水 S-玻璃，亲水

间的孔道细于两边孔道，就可能有残余水滞留其中。两边孔道的直径多不相等，非润湿相很难同时进入两边孔道。图4-24是H形孔道模型气驱水实验照片。

模型气驱水实验表明，H形孔道在油（气）驱水过程中并不一定都有残余水形成。有时“H”形孔道一侧没有非润湿相进入或进入之后又由于某种原因而被排出，此时如排驱压力较高，滞留于H形孔道中间小孔道中的残余水又会被非润湿相排出。可以推想，实际岩石中残余水的形成是十分复杂的。

（3）小孔隙群型（图4-25） 这种类型的特点是大小孔隙成群分布，大孔隙群包围

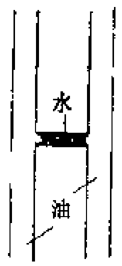


图 4-23 H形孔道示意图
(据N. R. Morrow)

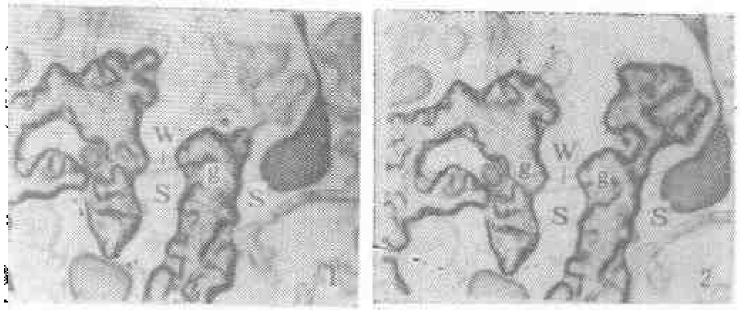


图 4-24 H形孔道型残余水的形成过程照片
〔气体（黑色）分别进入左右两垂直竖孔道，把其中水驱出，中间横孔道中的水被包围，形成残余水（无色）〕

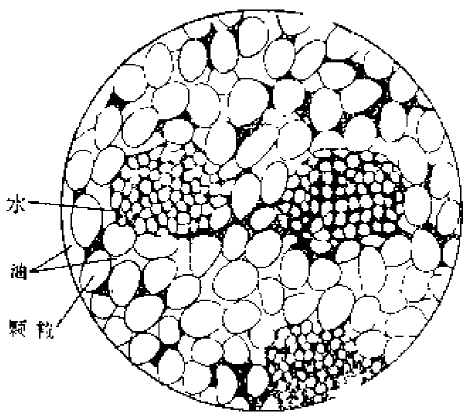


图 4-25 小孔隙群型
(据N. R. Morrow)

小孔隙群。岩石中这种非均质类型的孔隙结构是很常见的，以胶结物形式存在的高岭石晶间孔隙，周围被大的粒间孔隙所包围，就是一种常见的形式。在油（气）驱水过程中，非润湿相油（气）首先沿周围毛细管阻力较小的大孔隙把水排走，而将小孔隙群包围起来。当排驱压力增加到超过小孔隙群的毛细管压力时，小孔隙群已经被油气所包围，没有水力通道让其中的水从小孔隙中流出。图4-26是气驱水实验所获得的照片。Morrow 首先对这种非均质类型进行了研究，他认为，这种孔隙结构非均质类型是引起高残余润湿相饱和度的主要原因。

除以上三种形式外，前面所说的残余水环（图4-20，4-27），以及死孔隙中的残余水（图4-28），也可以说是由孔隙结构非均质造成的。

以上几种残余水形式已被实验室中所作的孔隙模型实验所证实。但在油藏中，这种形式的残余水经过漫长的地质时期以后能否保存下来尚有争论。上述残余水被非润湿相包围之后，形成一个孤立的残余水小单元，与周围水失去了水动力上的连续性，要使这部分水（不包括死孔隙）重新流动，必须克服摩擦力和贾敏效应。然而，这些孤立残余水单元十

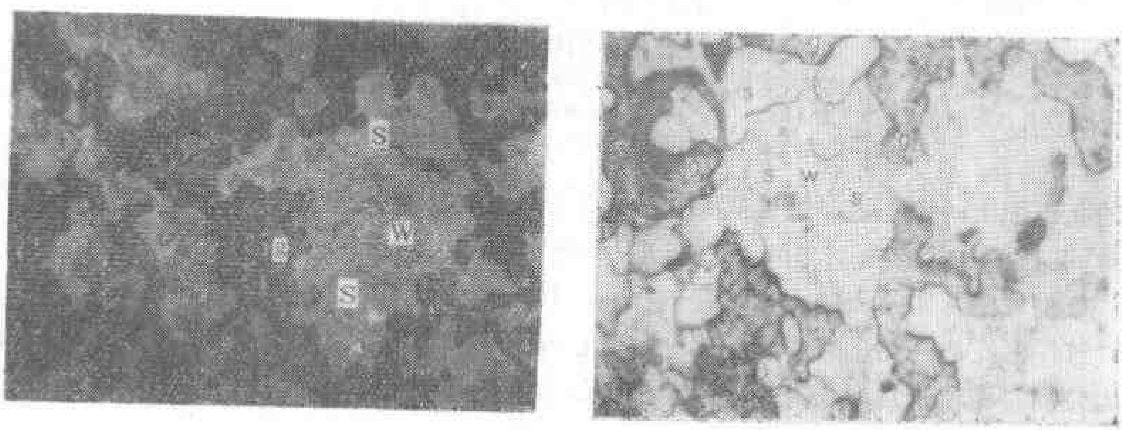


图 4-26 小孔隙群型残余水
中央为充满残余水的小孔隙喉道（无色），周围被进入气体（黑色）的大孔隙喉道所包围

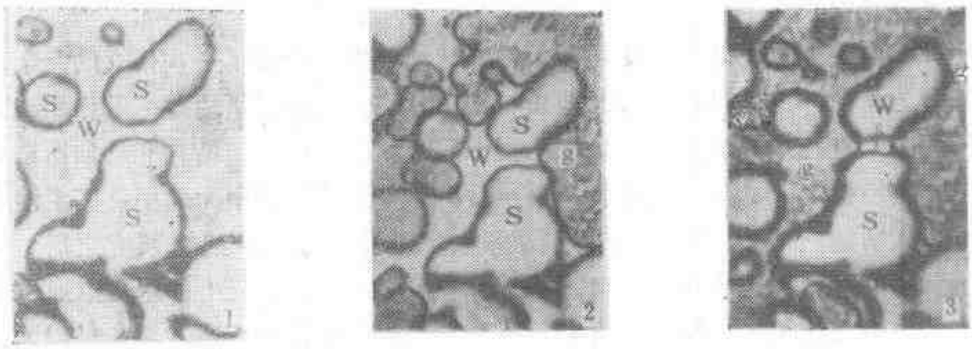


图 4-27 残余水环的形成过程照片

在二维模型中，与H形孔道型残余水形态相似 1.全部孔隙充满水（水较中央两大固体颗粒颜色较深） 2.气体（黑色）自上部逐渐深入两侧孔隙 3.在两颗粒间形成残余水

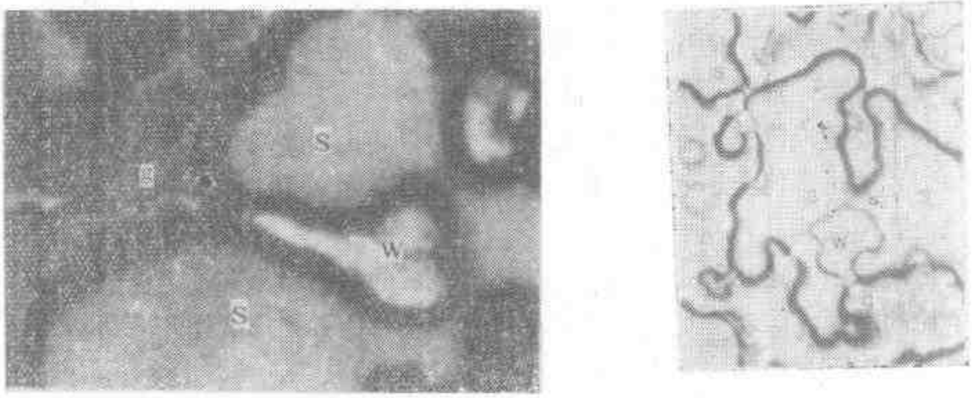


图 4-28 死孔隙型残余水照片

W为死孔隙中的残余水（无色），死孔隙的入口已被气体（黑色）所封闭，右图中的死孔隙与周围固体难于区分，但边界很清晰

分细小（相当于几个颗粒的距离），油气运移速度又十分缓慢，靠重力和水动力使这部分残余水重新流动是很困难的。不过，许多研究者认为，这种孤立残余水单元虽然失去了水力上的连续性，但可以借助水蒸气的扩散作用，穿过油相，与其余水保持着热动力平衡作用。其规律遵从下面的公式：

$$\ln(P/P_0) = -Mgh/RT \qquad (4-4)$$

式中 P_0——自由水平面（或平面上）的饱和蒸气压力；

P——自由水平面以上 h 高度上的饱和蒸气压力，即孤立残余水单元弯曲界面上的饱和压力；

M——水蒸气的分子量；

g——重力加速度；

T——温度；

R——通用气体常数。

上式可以由开尔文和拉普拉斯方程得出。

这些研究者指出，此类残余水在受到油相的包围后，便断绝了退路。当排驱压力继续增大时，油水界面不再继续后移，于是毛细管压力与排驱压力在界面处失去平衡（即所谓毛细管力平衡）。要使系统重新达到平衡，可以通过水蒸汽的扩散作用来完成，只是这一

平衡过程十分缓慢。

因此，在油藏形成初期，即使是由于孔隙结构的影响形成了一些孤立的残余单元，失去了毛细管力平衡，但在以后漫长的地质时期中，这部分水仍可通过扩散作用或颗粒表面流走，使残余水饱和度继续降低，最终达到平衡。所以，由孔隙结构非均质所造成的孤立残余水单元是不稳定的，在以后漫长的地质时期中将因扩散作用而缩小，甚至消失。

七十年代初期，N. R. Morrow 对油层残余水进行了比较详细的研究之后，提出了油层没有达到毛细管力平衡的理论。但他并不否认孤立残余水单元中的水可以通过油相、借助蒸气扩散作用与连续水之间保持着热动平衡作用；但他认为，这一平衡过程因地温梯度和水中含盐量变化的干扰，至今没有完成。N. R. Morrow 认为，在漫长的地质时期中，地下流体常发生对流，影响地温梯度，因而也干扰了热动平衡作用，使之至今不能达到平衡；另一方面，水蒸气虽然可以通过油相从孤立水单元中扩散出来，但水中的盐离子却不能，这样，孤立水单元中的含盐量将因水的扩散而增大，引起饱和蒸气压降低，阻碍水分子继续向外扩散，从而阻碍了这一平衡过程。因此，按照 Morrow 的观点，油藏至今没有达到毛细管力平衡，油藏形成初期由孔隙结构非均质性造成的各种孤立残余水单元能够作为残余水的主要组成部分保存下来。这一论点的重要论据是，实际测定的岩心残余饱和度（15—40%）要比理论上达到毛细管力平衡时的残余水饱和度（6—10%）大得多。多出的部分是由孔隙结构非均质引起的。

总之，油藏中上述几种由孔隙结构非均质造成的残余水形式是否能够保存下来，还是一个有争论的问题。假若 Morrow 的论点得到进一步证实，那么由孔隙结构非均质产生的残余水将是油层残余水的主要形式。

主要参考文献

1. Schmidt, V. 等，1982，砂岩成岩过程中的次生储集孔隙。陈荷立等译，石油工业出版社。

2. 曲志浩，1982，最小含油喉道半径之确定及其在油藏评价中的应用。油田开发论文集，第一集。石油工业出版社。

3. 曲志浩，1983，最小含油喉道半径在油藏评价中的应用。石油学报，第四卷，第四期。

4. 曲志浩，1986，用透明孔隙模型研究油层残余水的形成。石油实验地质，第八卷，第一期。石油工业出版社。

5. 曲志浩，1986，关于油层残余水成因的几种不同认识。西北大学地质系成立四十五周年学术交流会，陕西省科技出版社。

6. Morrow, N. R., 1971, Small-scale packing heterogeneities in porous sedimentary rocks. Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull., Vol. 55, No. 3, p. 514—522.

7. Morrow, N. R., 1971, The retention of connate water in hydrocarbon reservoirs. part I, II, JCPT.

第五章 碳酸盐岩储集层

第一节 引　言

几乎所有的石油地质学家都深知石灰岩和白云岩在构成石油和天然气储集层方面的重要地位。本世纪60年代以来，从碳酸盐岩中获得的油气产量和储量都迅速上升。有资料报道，其石油储量已接近世界总储量的50%，而产量则已达世界总产量的60%以上。碳酸盐岩储集层具有构成大型油气田的良好条件。据统计，目前约有30多个国家（不包括我国）在48个沉积盆地的不同时代地层内发现了以碳酸盐岩为储集层的油气田（表5-1），其中储量超

表 5-1　已发现碳酸盐岩油气田的地层年代及国家

地层年代		发现油气田的主要国家
新生代	第三纪	伊朗、伊拉克、巴基斯坦、墨西哥、苏联、罗马尼亚、利比亚、挪威、日本
中生代	白垩纪	沙特阿拉伯、美国、委内瑞拉、墨西哥、卡塔尔、苏联、保加利亚、阿尔巴尼亚、法国、挪威、利比亚、迪拜、阿曼、阿布扎比、西班牙
	侏罗纪	沙特阿拉伯、阿布扎比、墨西哥、卡塔尔、苏联、荷兰、西德、西班牙、摩洛哥
	三叠纪	意大利、法国、丹麦
古生代	二叠纪	苏联、西德、荷兰、英国、美国
	石炭纪	苏联、美国
	泥盆纪	苏联、美国、加拿大
	志留纪	美国
	奥陶纪	美国
	寒武纪	美国、苏联
震旦纪		巴基斯坦、澳大利亚

过10×10^{8} t的特大油田有10个（表5-2）。根据碳酸盐岩油气田分布最集中的中东地区34个储量大于3×10^{8} t的大油气田的统计资料表明，以碳酸盐岩为储集层的就有28了，占总数的82%，拥有的可采储量达362.8×10^{8} t，占34个大油气田总产量的67.8%。

此外，碳酸盐岩储集层还往往具有异常高的产能。据不完全统计，目前世界上共有九口日产量曾达万吨以上的高产井，其中有八口属于碳酸盐岩储集层（表5-3）。

生产实践不仅向人们展示了在碳酸盐岩中寻找油气资源的广阔前景，同时提出了一系列极待解决的问题，如碳酸盐岩的成因；控制碳酸盐岩储集空间的因素；等等。这些问题

表 5-2 国外可采储量10×10^8t以上的碳酸盐岩特大油田

国　家	油田名称	发现时间	地质时代	储量 (10^8t)	1973年产量 (10^6t)
沙特阿拉伯	加瓦尔	1948	侏罗纪	107.14	192.07
沙特阿拉伯	马扎蒂基	1972	侏罗纪	>100	—
伊拉克	基尔库克	1927	白垩—第三纪	21.43	20.77
沙特阿拉伯	阿布奎克	1940	侏罗纪	17.14	54.70
沙特阿拉伯	麦尼法	1957	侏罗—白垩纪	15.71	2.24
伊朗	马　龙	1963	第三纪	15.00	52.60
伊朗	阿加贾里	1938	白垩—第三纪	13.57	50.72
伊朗	加奇萨兰	1928	白垩纪	12.86	44.34
沙特阿拉伯	卡特夫	1945	侏罗纪	12.86	5.73
挪威	埃科菲斯克	1970	白垩—第三纪	10.06	2.00

表 5-3 世界碳酸盐岩油田中万吨井统计表

序号	国　家	油田名称	井号	发现年代	井深 (m)	时代	岩性	最高产量 (t/d)
1	美　国	斯鲁宾	发现井	1901	240	中 新 统	洞穴灰岩	14000
2	墨西哥	黄金巷	赛罗阿苏尔—4井	1916	560	中白垩统	礁 灰 岩	37140
3	墨西哥	黄金巷	彼特雷罗·德拉诺—4井	1910	650	中白垩统	礁 灰 岩	14000—15700
4	墨西哥	黄金巷	多斯彼卡斯—1井	1908	558	中白垩统	礁 灰 岩	11000—20000
5	伊　朗	加奇萨兰	35井	1960	840—3100	中—渐新统	裂隙灰岩	13000
6	伊　朗	阿加贾里	最高产量井	1938	2400—3300	中—渐新统	裂隙灰岩	10300
7	伊　朗	沙维斯坦	发现井	1973		中—渐新统	裂隙灰岩	10000—20000
8	利比亚	伊特里斯	D—1	1967	2820	古 新 统	礁 灰 岩	13000

的解决，必然会将碳酸盐岩油气资源的勘探工作推向一个新的阶段。

第二节　碳酸盐岩沉积学和岩石学研究中的某些新进展

近20年来，碳酸盐岩岩石学和沉积学都有很大发展，主要表现在以下几个方面：(1)在碳酸盐岩成因中引进了“异化颗粒”的概念，从根本上改变了以往的传统看法，出现了许多新的碳酸盐岩分类；(2)对碳酸盐岩沉积环境的研究提高到了一个新的水平，相继提出了许多有关碳酸盐岩的沉积模式；(3)关于白云岩形成的机理提出了不少新观点；(4)对碳酸盐岩储集空间有了更深入的了解和认识。这些认识上的突破，给油气勘探工作带来了新的活力。

一、碳酸盐岩的分类

自从R. L. Folk(1959)提出“异化颗粒”(Allochem)的概念以来，碳酸盐岩再也不被看作完全是正常化学沉淀的产物了。异化颗粒与微晶基质、亮晶胶结物构成了碳酸盐沉积中的三个主要组份可以和陆源碎屑沉积中的颗粒碎屑、杂基、胶结物相当，这样就使得

碳酸盐岩的油气勘探与碎屑岩一样，可以从区域研究着手，确定找油气的方向了。但与由河流从盆地外携带来的陆源碎屑不同，大多数碳酸盐沉积是由生物成因就地或在盆内生成的，因此，在结构分类上二者又有所差别。R. L. Folk根据三端元分类原则，将石灰岩分为具亮晶方解石胶结物的异常化学岩、具微晶方解石基质的异常化学岩和基本上不含异化粒的正常化学岩三个主要类型，加上礁灰岩和交代白云岩，一共是五个主要类型，构成了他的碳酸盐岩分类的基础。

Folk分类之后，相继又出现了不少有关碳酸盐岩分类的重要论文。如R. J. Dunham（1962）根据碳酸盐岩沉积组构的分类法；M. W. Leighton和C. Pendexter(1962）按水动力强度的分类法；T. Sander(1967)用颗粒粒径划分碳酸盐岩的分类法。W. E. Ham(1962）在“碳酸盐岩的现代概念及其分类”论文中，对各种分类作了详细的评述。

Folk的分类虽尚有不足之处，在使用中亦存在某些困难，但在他的分类中引进了碎屑岩的成因观点，无疑是一个重大的突破。这一分类有助于后人运用能量指数等特征参数恢复沉积环境，建立沉积模式，寻找有利于油气聚集的相带。详细分类可参考沉积岩石学教材。

二、碳酸盐岩的沉积相

随着碳酸盐岩成因的深入研究，碳酸盐岩沉积相的研究亦得到了相应发展。1965年，M. L. Irwin 首次提出了碳酸盐“清水陆表海”沉积模式。在这种没有河流注入、低坡度的浅水陆棚海中，碳酸盐将按照不同地带水动力能量的不同进行堆积，由海向陆可分为三个沉积相带（图5-1）：

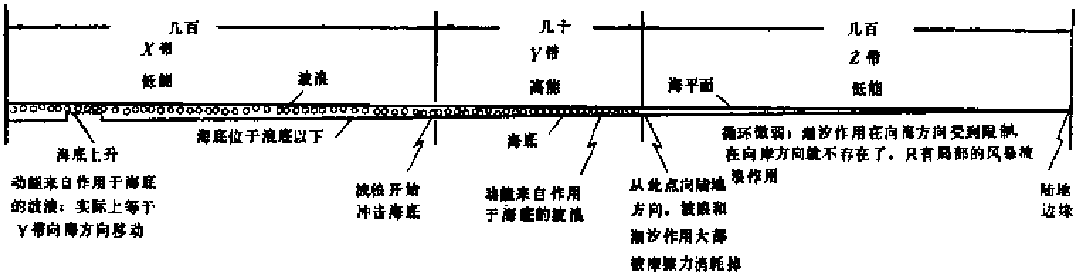


图 5-1 陆表海的能量带

（据M. L. Irwin, 1965）

*X*带　海底位于开阔海波浪基准面以下，波浪作用达不到海底，只有在特殊情况下才有海流的干扰，故属低能带。此带宽约数百英里。这里水体较深，温度较低，海水未达到饱和，无机的化学沉淀作用很弱，沉积物主要来自*Y*带的细粒碎屑如灰泥、粉屑物质。由于这里环境宁静，氧气供应又不充足，所以沉积物多呈暗色，有机物质保存条件十分良好，有利于生油。

*Y*带　位于*X*带与*Z*带之间，从波浪冲击海底到潮汐作用带上限为止。这是一个高能地段。本带氧气和营养物质丰富，水浅透光，生物繁盛，所以沉积物基本上是生物成因的；另一方面，由于波浪对海底沉积物的簸选作用，颗粒较粗，分选优良，可以成为储集空间发育的良好油气储集相带。本带宽度较窄，一般仅几十英里。

*Z*带　位于*Y*带的向陆一侧，直到滨岸为止。这里海底坡度平缓，水体浅薄，温度较

高，海水蒸发量大，导致海水循环和潮汐、波浪作用都相当微弱，属低能带。Z 带的宽度很大，可达几百英里。该带紧靠大陆，受陆地的影响较大，在气候干旱、没有新鲜海水和河水补充时，含盐量的增高将抑制有机物的繁殖。缺乏有机质的正常化学沉积成为这里的代表性沉积物。如果气候潮湿或有河水不断注入时，海水将淡化，导致有机物丰盛，蒸发岩不发育，从而形成富含有机质的碳酸盐泥。它们可构成有效的遮挡层。

随着陆表海的进退，上述各带将产生侧向位移，导致沉积层序在垂向上有规律的推移。

Irwin 的陆表海碳酸盐沉积相模式虽略为简单，但概念清楚，为以后的研究打下了基础。

L. M. Young等（1972）通过对美国阿肯色州奥陶系碳酸盐岩的研究，拟定了一个以潮汐作用带为形式的相带模式，划分出潮上、潮间、局限潮下和开阔潮下四个相带（图5-2）：

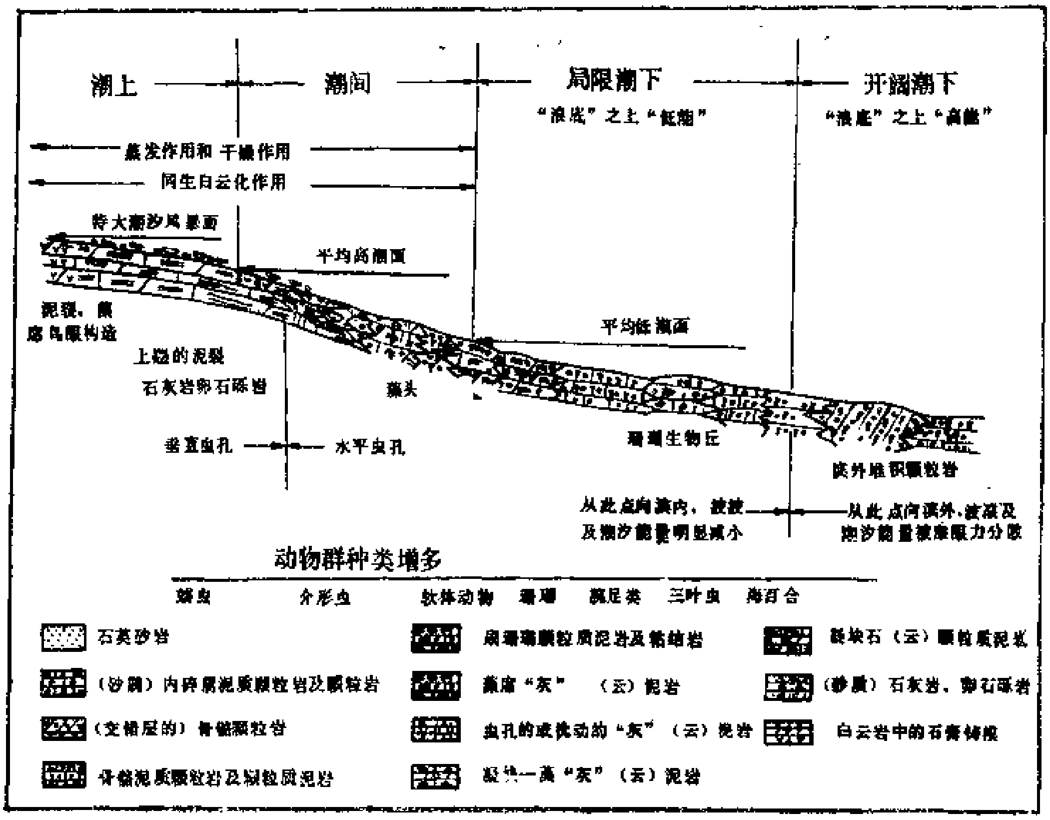


图 5-2 美国阿肯色州奥陶系碳酸盐岩相带模式
（据L. M. Young等，1972）

潮上带 位于平均高潮面之上的广阔台坪。除在大风暴或特大潮时被海水淹没外，大部份时间露出水面。沉积物特征是，主要由白云岩、白云质泥晶灰岩和球粒泥晶灰岩组成，含少量膏盐矿物和陆源碎屑。纹层状层理发育，泥裂、鸟眼以及叠层石构造普遍。海相化石缺乏，只有介壳碎片，可见介形虫、腹足类和蓝绿藻。

潮间带 是指介于高低潮面之间的潮汐平台。除高潮或风暴的泛期以外，潮间带的上部长期高出水面，下部则为海水所淹。潮汐作用使这里沉积物的再改造和再分配尤为明显。主要岩石类型为内碎屑灰岩或生物碎屑灰岩与球粒灰泥石灰岩组成的互层，并可见泥

裂碎片形成的砾屑灰岩，有时尚见鲕粒。上部有少量准同生白云岩，中一薄层状。叠层石和核形石发育，具泥裂和局部冲刷、沟槽。下部见来自潮下带的完整的或破碎的生物骨屑，以及原地生长的完整的介形虫、软体动物、腕足类、苔藓虫等。虫孔较潮上带发育。

潮下带　是指平均低潮面以下，浪基面之上的浅水地带。浪基面以下则为广海或开阔海。通常，潮下带属于高能带，此带内若海底地形发生局部变异，如出现生物礁、砂坝、浅滩等，则使向陆一侧的海水运动受到阻碍，形成相对闭塞的局限潮下带（或称潮下低触带）。此带的岩类主要为含灰泥或灰泥质生物碎屑灰岩、含灰泥的内碎屑灰石，球粒灰岩，局部可出现生物礁或由生物泥晶灰岩和粘结岩组成的生物丘。向海一侧为开阔潮下带（或称潮下高能带），这里生物丰富，有棘皮类、珊瑚、腕足类、三叶虫以及软体动物等各种海洋生物；岩石主要是厚层或块状的粒屑灰岩，具交错层理、波浪、冲刷沟槽和潮汐水道，虫孔发育，生物扰动强烈。

Armstrong(1974) 根据阿拉斯加石炭系两种不同的沉积组合，提出了两个沉积楞式，即碎屑岩-碳酸盐沉积模式和碳酸盐岩沉积模式。

碎屑岩-碳酸盐岩沉积模式代表一个海进组合（图5-3）：

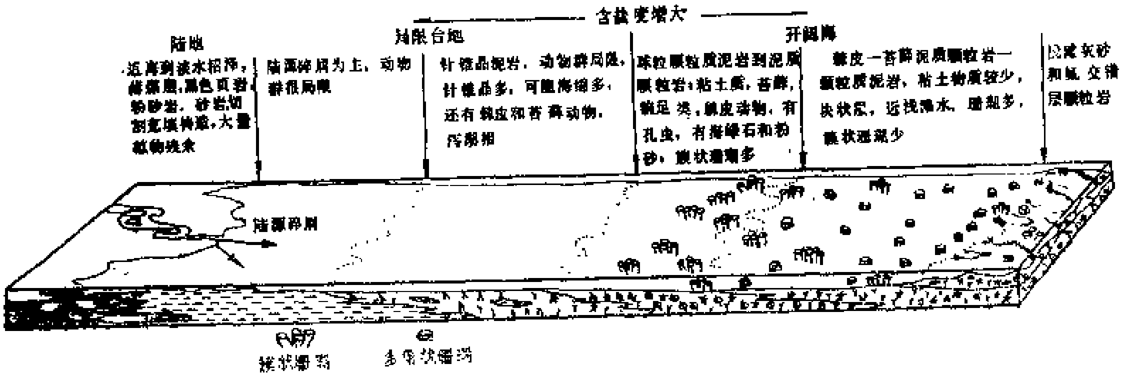


图 5-3　北美阿拉斯加石炭系碎屑岩-碳酸盐岩沉积模式
（据Armstrong, 1974）

陆相　主要为滨海-淡水沼泽沉积，由黑色页岩、粉砂岩及砂岩组成，夹薄煤层，含大量植物化石，有冲刷及充填构造。

局限台地相　可分两个亚带：近岸相带以陆源碎屑沉积为主，岩石主要为暗灰色页岩、粉砂岩、细砂岩和泥岩，化石少见；远岸相带以含海绵骨针的泥状岩（mudstone）为主，含粘土质，还常含棘皮类及苔藓类碎屑。

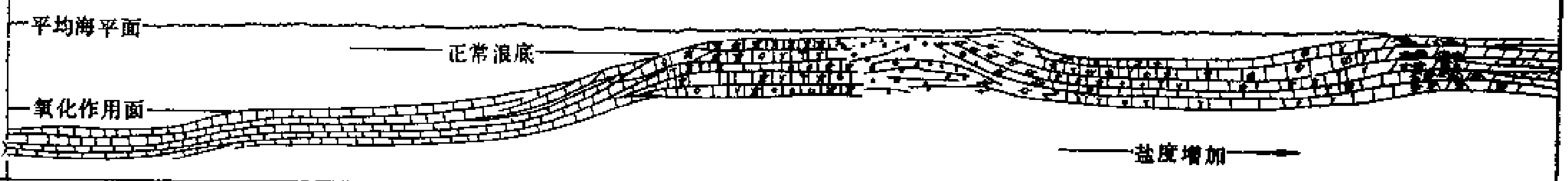
开侧台地相　也可分成两个亚带：向岸相带以粪粒、球粒的粒泥状岩（wackstone）及泥粒状岩（packstone）为主，含粘土及粉砂，含苔藓类、腕足类、有孔虫类及丛状珊瑚；向海相带主要为棘皮类碎屑的粒泥状岩及泥粒状岩，粘土很少，近岸浅滩处产多角状珊瑚，但丛状珊瑚较少。

浅滩相　主要为鲕状及生物碎屑的粒状岩（grainstone），具交错层理。

这一模式对于由陆源碎屑岩与碳酸盐岩组成沉积韵律的地层，颇有参考价值。

碳酸盐岩沉积模式代表一个陆源物质极少的碳酸盐台地沉积。此模式分为九个相带，即：（1）停滞缺氧盆地；（2）潮汐陆棚；（3）下斜坡；（4）上斜坡；（5）开阔海陆

碳酸盐台地（无大量的陆源碎屑注入）									



相	1. 停滞缺氧盆地	2. 潮汐陆棚	3. 斜坡脚	4. 前斜坡	5. 狭海陆棚（海百合—苔藓困地）	6. 浅滩水（碳酸盐砂滩）	开阔台地 7A | 7B	局限台地 8A | 8B	9. 潮间—潮上带
岩性	页岩，放射虫燧石粉砂岩	（灰）泥岩，白云岩，燧石薄—中层的互层	石灰岩与暗灰色页岩互层	根据水的能量岩性有变化，沉积角砾岩，以及（灰）砂岩（灰）泥岩	层状的海百合—苔藓颗粒质泥岩，泥质颗粒岩，颗粒岩	海百合—苔藓到鲕粒泥质颗粒岩和颗粒岩	易变的碳酸盐岩苔藓—海百合泥质颗粒岩—颗粒质泥岩，燧石常见	细到粗晶白云岩；白云质海百合—苔藓颗粒质泥岩和泥质颗粒岩，白云质球粒（灰）泥岩	不规则的纹理白云岩，加白云质(灰)泥岩硬石膏和硬石膏，膏溶的方解石假象，亦可过渡到碎屑红层
颜色	暗褐——黑	灰褐	灰—暗灰	灰—浅灰	浅灰	浅灰	浅灰	浅灰—灰	灰、黄、褐、红
层理及沉积构造	纹理（毫米厚的）韵律层波纹交错纹理层面上有潜穴生物和蠕虫爬痕	波状到结核状岩层，薄到中层，完全为潜穴生物穿孔；层面具小间断	纹理可能较少，许多块状层，有递变沉积物的透镜体，有岩屑和外来的岩块	软沉积物及前积层中有滑动，外来的岩块	块状到厚层，有交错层理	中到大型的交错层理	潜穴多	在潮间带或潮间带附近有鸟眼构造，藻席，在很浅的水中有叠层石，在潮汐沟中有递变层理，白云岩交错层的砂	硬石膏透镜体，层状硬石膏，泥裂，来自藻席的碎片
陆源碎屑岩（混杂的或互层）	石英粉砂岩和页岩，细粒粉砂岩，含燧石	石英粉砂岩，页岩	页岩，粉砂岩，细粉砂岩	页岩，粉砂岩，细粒藻层粉砂岩	碎屑物质少见	仅有一定含量的石英砂	碎屑岩和碳酸盐岩分别成层	碎屑岩和碳酸盐岩分别成层	风成的，陆源的混入物，碎屑物质可以是重要的单位

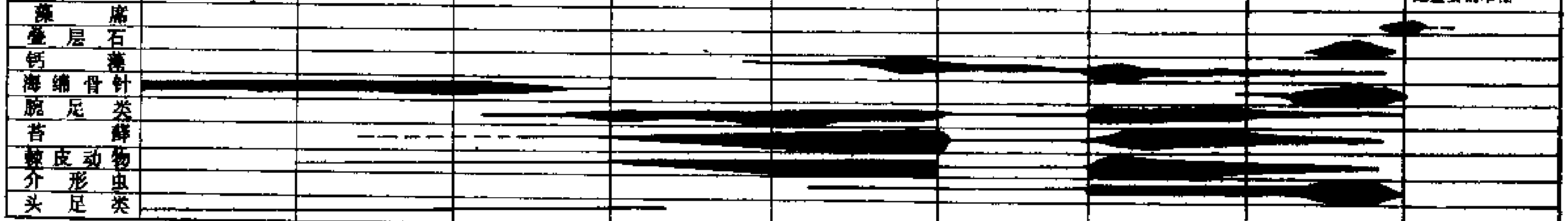


图 5-4 北美阿拉斯加石炭系碳酸盐岩沉积模式

（据Armstrong，1974）

棚；（6）浅滩水；（7）开阔台地；（8）局限台地；（9）潮间-潮上带。这是一个综合性的碳酸盐台地模式（图5-4）。

T. L. Wilson在碳酸盐沉积方面作了大量的工作。他分析了古代及现代碳酸盐岩的许多沉积模式，根据沉积环境的潮汐、波浪、氧化界面、盐度、水深以及水循环诸因素，建立了按地理分区的综合碳酸盐岩沉积模式。该模式分为9个标准相带，各相带的特征如图-5所示。

三、白云岩的成因

很久以来，白云岩的高孔隙度及其在油气储集中的重大意义就引起了人们的极大注意，开展了关于白云岩成因的多方面研究。一方面通过对全新统和更新统中白云岩形成的研究，将今论古解释古代白云岩的成因；另一方面，通过对白云岩的分布与构造单元、不整合、其它共生岩石类型的研究，了解白云岩的成因；或通过取代结构岩石的研究揭示白云岩化的机制。

现在，大概在这一点上认识是比较一致的，即白云岩可以由同生沉积和次生交代形成。

在高盐（4.5—5.5%）、高pH值（8—10）、高Mg^{2+}/Ca^{2+}比（10:1）的环境中，白云石可以直接从咸水中沉淀出来，或引起底部早期沉积的石灰岩白云岩化。这种模式在波斯湾萨布哈（Sabkha，即盐沼）地区曾被很好地研究过。这种白云岩一般呈薄纹层状，具微细粒结构，与蒸发岩共生是其重要特征。

同生白云岩无论从分布上，还是从构成油气储集层的意义上讲，都远不能与次生交代白云岩相比拟。后者是白云岩中的重要类型，特别是多孔状糖粒白云岩乃是目前已知的重要储集层类型之一。

石灰岩被交代形成白云岩称为交代白云岩（亦称次生石云岩），这个作用称为白云岩化，可用下列反应式表示：

$$2CaCO_3 + Mg^{2+} \rightleftharpoons CaMg(CO_3)_2 + Ca^{2+}$$

白云岩化作用可以发生在碳酸钙沉积后的不同阶段，但必须满足以下四个先决条件：有充分的镁离子不断地补给；母岩具一定的渗透性；流体有一定的运动能力和固有的理化环境。

显然，白云岩化是一个受多因素影响和控制的复杂地质作用和化学变化过程。虽然目前对此还存在着这样和那样的不同意见，但下列事实在研究白云岩成因时是不容忽视的：（1）在老地层中,白云岩的体积显著增多；（2）白云岩在地层剖面中具有十分不同的组合关系，有的白云岩确实与碳酸盐岩、蒸发岩构成旋回；有的则缺失蒸发岩，灰岩与白云岩呈薄层状互层；有的则形成巨厚的白云岩层；（3）在某些地方，白云岩化往往和区域性的不整合面有关；（4）在另一些情况下，白云岩呈脉状或斑状，显然与局部交代作用有关。

四、碳酸盐岩的孔隙

碳酸盐岩储集空间的研究差不多是与建立沉积模式同时开展的。如果说，近年来在碎屑岩研究方面的巨大成就在于越来越深刻地认识到次生孔隙的重要性，那么，在碳酸盐岩研究中则是更多地注意到它的原生孔隙。碳酸盐岩和砂岩的孔隙性有明显的不同，表现在：（1）碳酸盐岩的孔隙形态变化很大；（2）碳酸盐岩孔隙具有十分复杂的成因；

（3）碳酸盐岩的孔隙分布与组构可以完密切相关，也可以毫不相干。

因此，正确描述碳酸盐岩中的各种孔隙类型，已成为石油储层研究的极待解决的课题。R. C. Murray(1960) 曾建议把碳酸盐岩的孔隙划分为三类：即在沉积期间形成的，并在以后压实、溶解和胶结等作用的影响下稍有改变的原生孔隙；由先前的孔洞在地下水的渗滤作用以及同沉积期因素的作用下，溶解、扩大形成的次生孔隙；由白云石交代方解石形成的糖粒状白云岩孔隙。青柳宏一在研究加拿大温泽尔群碳酸盐岩的孔隙成因时，曾对原生孔隙和次生孔隙规定了如下定义：沉积期间产生于颗粒之间和颗粒内的空间称为原生孔隙，，它们在沉积期后再经受物理和化学变化则可成为次生孔隙。不过，他认为，事实上“原生孔隙与次生孔隙不可能截然分开”。

苏联学者对碳酸盐岩储集层孔隙空间曾作了许多探索，Ю. И. Марьенко(1978) 的碳酸盐岩孔隙成因分类，代表了苏联在这方面的研究水平。分类将所有的空间分为四个成因阶段：沉积的、成岩的、深变的和表生的。其中，除了沉积成因阶段是以碳酸盐的形成

表 5-4 碳酸盐岩孔隙成因分类

(Ю.И.Марьенко, 1978)

<table>
<tr><th>组</th><th colspan="2">类　型</th><th colspan="2">亚　型　和　变　种</th></tr>
<tr><td rowspan="3">沉积成因</td><td colspan="2">生物成因的</td><td colspan="2">骨屑间的；骨屑内的；礁的；硅藻间的；岩屑间的</td></tr>
<tr><td colspan="2">化学成因的</td><td colspan="2">鲕粒间的；豆粒间的</td></tr>
<tr><td colspan="2">碎屑成因的</td><td colspan="2">碎屑间的</td></tr>
<tr><td>成岩成因</td><td colspan="2">交代作用</td><td colspan="2">收缩作用，白云岩化时的溶解作用；方解石化时的溶解作用</td></tr>
<tr><td rowspan="6">深变成因</td><td rowspan="2">不完全胶结作用</td><td rowspan="2">残留的</td><td>沉积阶段</td><td>生物成因
化学成因
碎屑成因</td></tr>
<tr><td>成岩阶段</td><td>交代作用</td></tr>
<tr><td colspan="2" rowspan="3">淋滤作用
（喀斯特）</td><td>被胶结物质的淋滤作用</td><td>骨屑；藻屑；岩屑；粪粒；团块；鲕粒；豆粒；碎屑</td></tr>
<tr><td>胶结物的淋滤作用</td><td>骨屑间的；骨屑内的；藻屑间的；粒屑间的；粪粒间的团块间的；鲕粒间内；豆粒间内；球粒间的；碎屑间的</td></tr>
<tr><td colspan="2">沿岩石所有物质的淋滤作用</td></tr>
<tr><td colspan="2">交代作用和重结晶
成岩裂隙
构造裂隙
收缩裂隙
减压裂隙</td><td colspan="2">去白云岩化时的溶解作用
干缩作用；成层作用；层内的；压实作用；结晶作用
断裂；间断</td></tr>
<tr><td>表生成因</td><td colspan="2">淋滤作用（喀斯特）
风化作用(包括裂缝在内)
减压裂隙</td><td colspan="2"></td></tr>
</table>

方式作为孔隙分类的标志外，其余阶段均以引起孔隙形成的主要作用作为分类标志。又根据决定孔隙空间成因本质的结构-构造，以及在岩石中展布的相互位置，进一步细分为亚类（表5-4）。

特别应当提到的是P. W. Choquette和L. C. Pray(1970）的研究成果。他们根据孔隙的成因把碳酸盐岩中的孔隙空间分为15种类型，分别归属于与组构选择有关的和非组构选择的两大类（图 5-6），并按孔隙度与其它地质因素之间的内在联系，将它们划分为：（1）沉积前（沉积段段前的孔隙）和沉积中（沉积阶段的孔隙）形成的原生孔隙；（2）沉积后（沉积阶段后的孔隙）形成的次生孔隙，又可进一步细分为同成的（Cogenetic)、中成的（Mesogenetic）和后成的（Tologenetic）三个不同时期的孔隙。关于这个分类中的各种孔隙，将在下一节中详细讨论。

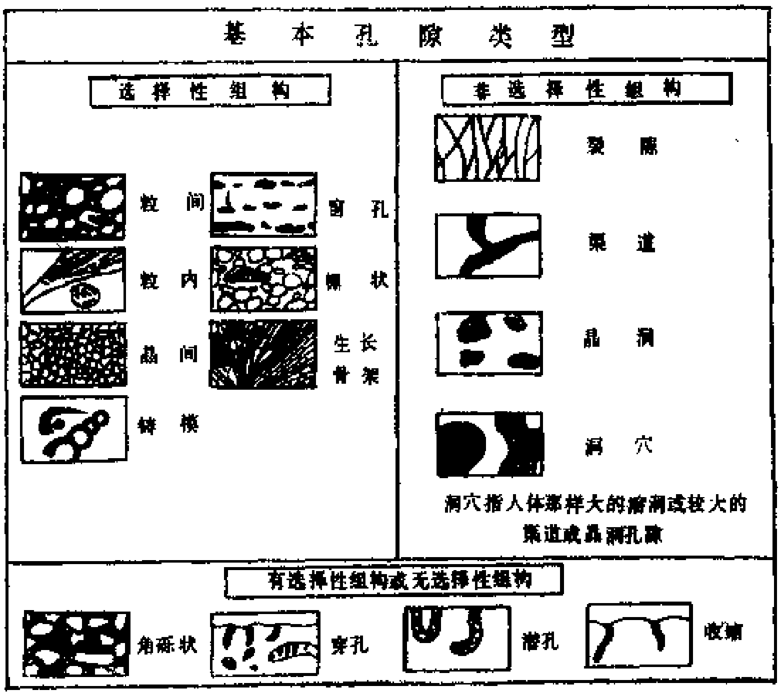


图 5-6 碳酸盐岩孔隙系统的地质分类

（据P. W. Choquette和L. C. Pray, 1970）

第三节 碳酸盐储集岩的孔隙类型及其改造和演化

碳酸盐沉积化学上的不稳定性和早期固结成岩的特点，使得人们在前第四纪的沉积剖面中所见到的孔隙几乎都程度不等地遭到过成岩作用的改造，而这种改造乃是受多种因素控制的复杂过程。为此，研究碳酸盐岩储集层，必须对其孔隙类型、孔隙形成和演化进行深入研究。

一、碳酸盐储集岩的孔隙类型

碳酸盐储集岩的孔隙类型可分为原生孔隙、次生孔隙和裂缝三类。

1．受组构控制的原生孔隙

碳酸盐岩中的原生孔隙是指碳酸盐沉积过程中形成的、没有遭受严重成岩作用改造的孔隙。属于这一类型的有：

（1）粒间孔隙　指由颗粒的相互支撑作用在其间形成的孔隙。与陆源碎屑沉积一样，只有当岩石中颗粒含量很高（大于50%），足以形成颗粒支撑格架时才能出现粒间孔隙系统。而孔隙的大小又直接与粒径的大小、分选程度、基质和亮晶胶结物含量有密切关系。颗粒愈大，分选愈好，基质和亮晶胶结物含量愈少，孔隙率则愈高。颗粒的搬运、分选和堆积都是受水动力条件控制的。在高能带中，沉积物的粒度一般比较粗大，可形成较大的孔隙；随着能量的降低，沉积物的粒度变细，孔隙亦相应变小。波浪、潮汐对颗粒不断簸选、磨圆，亦将使粒间孔隙进一步得到改善。事实上，碳酸盐粒屑通常总是含有一定数量的灰泥基质的。尽管如此，碳酸盐沉积时的原始孔隙度都很高，平均均可达50%。常见的粒间孔有鲕粒间的，藻屑间的，砂屑、砾屑、生物碎屑及生物间的。

（2）遮蔽孔隙　这是在较大的生物壳体或碎片遮蔽下形成的一种特殊孔隙，是生物碎屑灰岩中原生孔隙的重要类型。它的大小取决于壳屑的堆积方式、个体大小以及有无灰泥的充填。

（3）粒内孔隙　是指在沉积前颗粒生长过程中形成的孔隙。如生物体腔内的孔隙，它是生物死亡后软组织腐烂留下的、沉积时尚未被充填而保留下来的孔隙。这种孔隙的绝对孔隙度可以很高，但孔隙的连通性不一定很好。粒内孔隙多见于生物灰岩中。

（4）生物骨架孔隙　由原地生长的造礁生物，如群体珊瑚、海绵、层孔虫等在生长时形成坚固的碳酸钙骨架，并在骨架间保留了一部份孔隙空间。生物骨架孔隙具有很高的孔隙度与渗透率，常常构成重要的储集层。这种孔隙系统往往因细粒物质的充填，或波浪的冲击而不能完整地被保存下来。

（5）生物钻孔孔隙及生物潜穴孔隙　这些都是由生物的钻孔活动形成的孔隙，其特点是：边缘圆滑，形态弯曲如蠕虫，常破坏原生层理。这类孔隙在沉积期和成岩期均可形成，但分布不普遍，彼此连通性差，且多被充填，对储集性能的意义不大。

（6）鸟眼孔隙　系沉积物包含的有机体经腐烂，降解并放出气体后所形成的孔隙。这种孔隙的个体比粒间孔大，形如鸟眼，常成群出现，平行层面分布，孔隙间彼此缺乏连通，且常被沉积物充填，故它们只有成因意义，对构成有效的储集层意义不大。

（7）收缩孔隙　灰泥沉积由于间歇性的暴露于空气中，脱水收缩而形成不规则裂隙。这类孔隙是潮间带上部沉积中常见的原生孔隙类型。它们与鸟眼孔隙一样，常因后来的胶结物充填而失去储集油气的意义。

（8）晶间孔隙　系矿物晶体之间的孔隙，常呈棱角状，边缘平直。晶间孔的大小除了与晶体大小、均匀性有关外，还受晶体排列方式的影响。粗晶而均匀、排列不规则者孔隙度高，如糖粒白云岩；反之则低，如微晶灰岩。晶间孔可以在沉积期形成，但更多、更主要的是在成岩后由于重结晶或白云岩化作用形成的。

Jr.Moore（1979）对有利于原生孔隙发育的环境作了如下的总结：

（1）浪基面与大陆架相交的大陆架边缘有丰富的沉积物和较高的能量水平，在沉积物含量和能量水平趋于平衡时，沉积物可高出海面，并向海的方向加积，形成相当大的席状体；

（2）受强潮汐作用的大陆架，巨大的潮汐将海底沉积物翻卷起来，随后在流经大陆架时，重新沉积形成各种潮汐砂坝；

（3）在邻近浅海大陆架的深海盆地中，特别是与礁共生的大陆架边缘地区，可形成

碳酸盐岩浊流层系；

（4）造礁生物面对快速上升的海平面时，可以建造起厚度十分巨大的礁灰岩，并形成陡峻的斜坡。造礁生物的碳酸盐骨架可有很发育的生物骨架孔隙，并在礁前产生数量惊人的粗碎屑堆积，它与礁核结合在一起，可构成十分良好的储集条件。

生物礁的分布严格受环境控制。通常，礁生长在大陆架的地形转折处，特别是大陆架边缘的构造高地上；

（5）深水灰岩——白垩是一种细粒的纯碳酸盐岩，与深海粘土不同，它们往往是等粒的粒状物。这种细粒碳酸盐沉积，在埋藏早期具很高的原生孔隙度，虽然其渗透率不高，但如果与裂隙结合时，可以成为特殊的储集层。

正如前面所指出的，由于碳酸盐沉积迅速的固结，加之它们在水中的溶解性以及对其它化学成岩作用（白云岩化）的敏感性，以致很难保存原生孔隙的本来面貌。即使得以保存，原生孔隙的实际展布也将在很大程度上受有无胶结物填充的控制。

2．溶解作用形成的次生孔隙

指碳酸盐矿物或其它伴生的易溶矿物被地下水、地表水溶解后形成的孔隙。

（1）粒内溶孔和印模孔　粒内溶孔是指颗粒和晶粒内部，由于选择性溶解作用，部份被溶蚀形成的孔隙，如负鲕孔、骨屑内溶孔等，它们是初期的溶解作用造成的。当溶解作用继续进行，以致整个颗粒或晶粒全部被溶（除外圈外），形成与原颗粒形态、大小完全相似的孔隙时，便成为印模孔，如生物印模孔、膏模孔、盐模孔等。

（2）粒间溶孔　粒间溶孔是指颗粒之间的胶结物或基质被溶之后形成的孔隙。如果溶解作用已涉及周围的颗粒，而且溶蚀的程度已相当厉害时，便成为溶孔或溶洞了。

（3）溶孔、溶洞、溶沟　这些都是不受原岩结构控制的非组构选择性孔隙，其形成是受地质构造和地下水、地表水的溶解作用控制的。

溶孔是指直径为几毫米的溶蚀孔隙，大型的溶孔称为溶洞，而在裂缝基础上经溶蚀形成的溶孔称为溶沟孔隙。

各种溶蚀孔都是碳酸盐岩储集层中重要的储集空间。

（4）角砾孔隙　这也是与溶解作用有关的次生孔隙。强烈的溶解可以引起原岩发生崩塌，形成局部角砾堆积，在这种角砾堆积中有许多角砾孔。

3．碳酸盐岩的裂缝

裂缝是碳酸盐岩储集层中重要的、早为人们所熟知的孔隙类型，不少重要的碳酸盐岩油气田都与裂缝型储集层有关。

碳酸盐岩中的裂缝都产生于成岩期和成岩后，因此，都属于次生的范畴。按其成因可分为成岩裂缝和构造裂缝两大类。成岩裂缝主要产生在压实和压溶作用下，受岩性的影响较大，如层间缝、缝合线。这类裂缝宽度不大，延伸也比较短，并且往往为方解石、白云石、石膏、硬石膏、天青石和萤石所充填，因而在构成储集空间方面的意义远不如构造裂缝。构造裂缝是指岩石受构造应力作用所产生的裂缝，其特点是延伸远，成组分布，具一定的方向性。按力学性质它们可分为张性的、压性的和扭性的。

裂缝的分布由于受岩性的影响，在剖面上往往出现在一定的层位；而在平面上，则受构造的控制，发育在一定的构造部位。据E. M. Смехов的研究，各种地台型和过渡带的局部构造上的裂缝，通常都发育于构造的端部，因为那里的岩层在构造发育期始终处于变

形状态。其它容易产生裂缝的地方则与构造的形态有关，如可以出现在陡窄背斜的顶部，也可以出现在不对称背斜的陡翼上（图5-7）。在褶皱带，裂缝发育地带主要分布在背斜构造的顶部。

在分析裂缝发育程度时，不能不考虑到岩石的机械性质。实验表明：质纯的白云岩或石灰岩比含泥质的易于产生裂缝；粗晶的较细晶的裂缝发育；当碳酸盐岩中含有岩盐、石膏时，则脆性大大降低，裂缝减少；假如碳酸盐岩中含有硅质，则可增加脆性，有利于裂缝的形成。此外，在其它条件相同的情况下，薄层的较厚层的裂缝发育，这一点可从表5-5中清楚地看出。

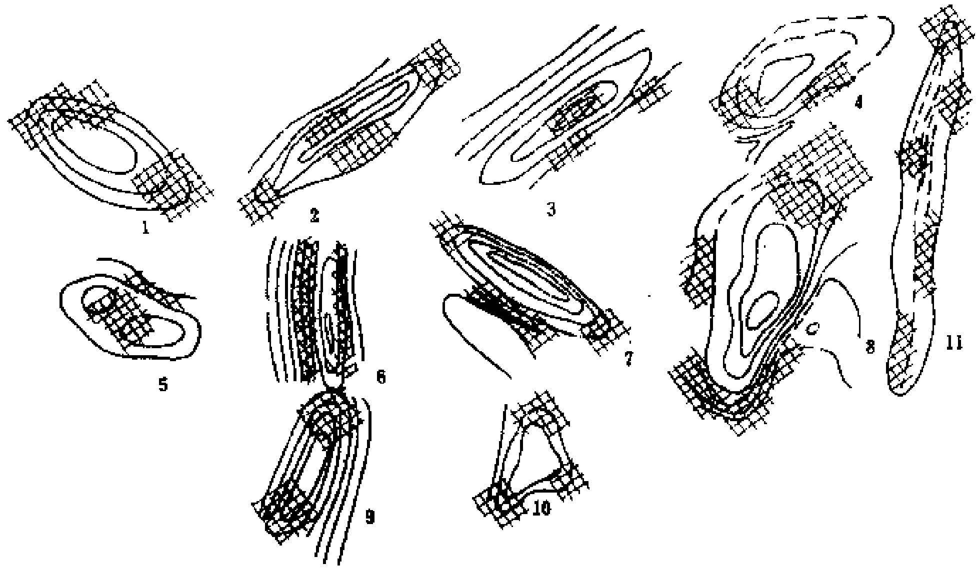


图 5-7　各类构造上裂缝发育地段

地台型隆起：1—7.西西伯利亚地台南部　8.俄罗斯地台褶皱型隆起；9—10.南米努辛盆地　11.西阿鲁陶背斜

表 5-5　伊朗西南部阿斯玛利灰岩厚度与裂缝密度的关系

岩层厚度（cm）	裂缝密度	裂缝平均间距（cm）
15—45	62	51
45—76	36	66
76—168	25	127
168—366	20	152
366—762	14	234
762—1524	5	665

二、碳酸盐岩孔隙系统的改造和演化

1．压实作用

碳酸盐沉积物（岩）的特性，使其很容易受成岩作用和或岩后生作用的改造，原始孔隙系统难以保存。碳酸盐沉积后，随着上覆沉积层的增加，不可避免地将受到机械压实。根据对南佛罗里达州早白垩世—第三纪这个以碳酸盐岩为主的剖面的研究表明：碳酸盐岩的孔隙度基本上是深度的函数，它随着埋深的增加而减少（图5-8）。其次，白云岩对机械压实的反应为：在接近地表处，其孔隙度低于石灰岩，随着深度增加，孔隙度减小的速率

则比石灰岩小，大致在1700m以下，白云岩平均比石灰岩具有更多的孔隙（J. W. Schmoker，1982）。

机械压实作用对原始孔隙度的破坏很大，而且可以持续到相当大的深度。据估计，在3000m以下，沉积物原始孔隙度的四分之三将因此而消失。不过，这种压实效应也并非千篇一律，沉积物中基质的含量、颗粒的结晶程度均可影响碳酸盐岩沉积的压缩率。

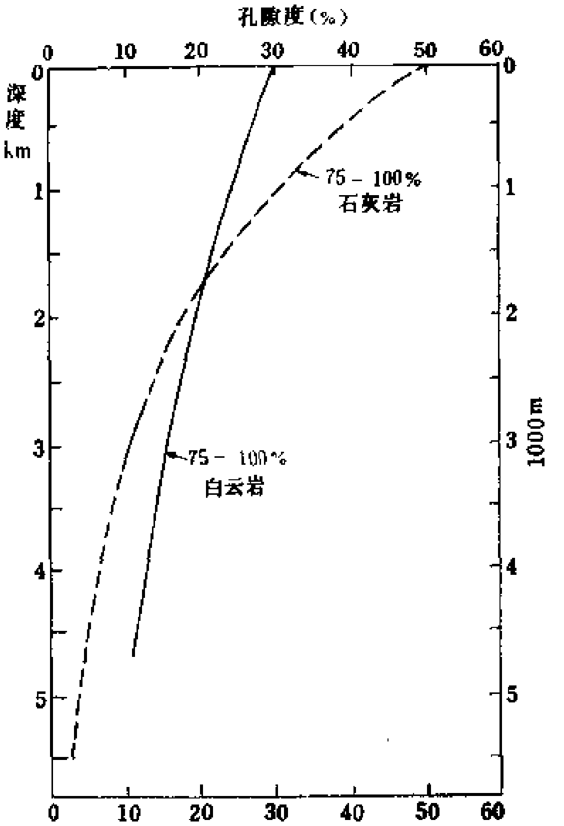


图 5-8 孔隙度随深度变化的关系曲线

（据J. W. Schmoker等，1982）

2．胶结作用

在碳酸盐岩的孔隙系统改造过程中，胶结作用无疑是头等重要的因素。按照R. L. Folk的意见，碳酸盐岩中主要的胶结物是亮晶方解石。它是一种正常的化学沉淀，以晶体洁净、粗大而有别于微晶灰泥，故亦称淀晶。通常它们以简单的孔隙充填沉淀于沉积物的孔隙之中。除此之外，石膏、硬石膏也是比较常见的。

碳酸盐岩的胶结作用可发生在沉积物堆积之后的任何阶段，并可多次进行。多世代的胶结对孔隙系统的破坏作用更为严重。

据R. L. Folk研究，在富含Mg^{2+}（$Mg^{2+}/Ca^{2+}>3:1$）及富含Na^+的海水中直接沉淀的碳酸盐胶结物，都是泥晶或纤维状文石和高镁方解石，这是由于沉淀急速，晶体受Mg^{2+}离子的束缚，抑制晶体侧向生长之故。在孔隙水中，由于CO_2气体的逸出或成核作用的速度较缓慢，碳酸盐胶结物将以平头的纤维状文石晶体及叶片状高镁方解石的形式出现。在古代岩石中，则全部胶结物的转变为低镁方解石，但结构保持不变。在埋藏的地下卤水中，原海水中的Mg^{2+}被渗滤过程中的白云岩化消耗，或被粘土吸附而大为减少，成为富Na^+贫Mg^{2+}的卤水，因而沉淀胶结物为多面体亮晶方解石，即它形的等轴粒状方解石（图5-9）。

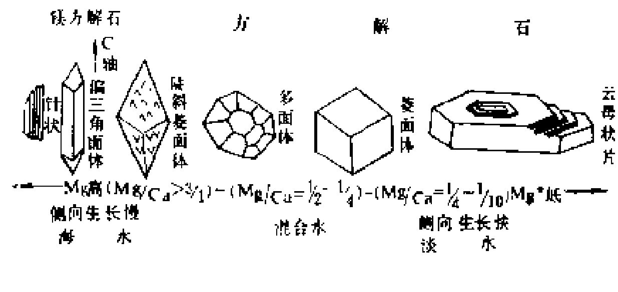


图 5-9 碳酸钙矿物的晶体习性与Mg/Ca比值的控制

（据R. L. Folk，1974）

在近地表的淡水里，Mg^{2+}和Na^+的含量均很低（Mg^{2+}/Ca^{2+}为1:4到1:10，矿化度1—10ppm），如果沉淀很快，则形成泥晶方解石，如发生在渗流带中则在颗粒接触点间形成新月形泥晶方解石胶结。在潜流带中，沉淀缓慢的胶结物为自形、半自形的粒状镶嵌亮晶方解石，常具二世代结构，即边缘为马牙状栉壳边，中心为粒状结构（图5-10）。

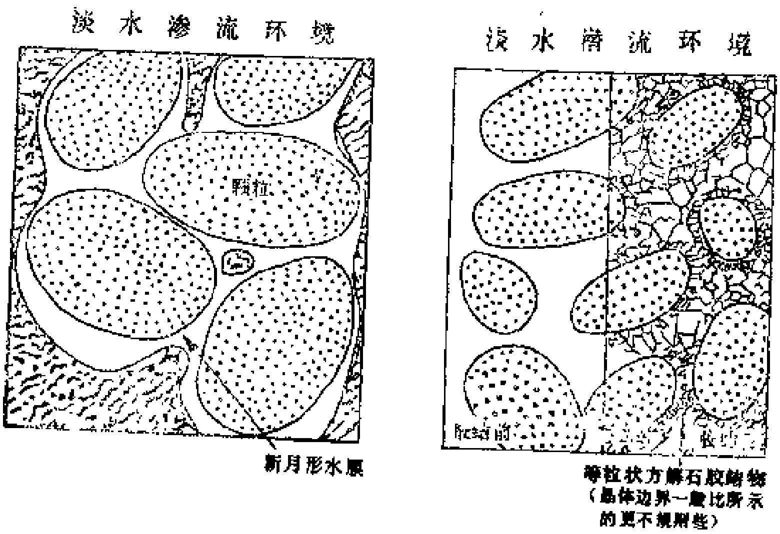


图 5-10 在渗流和潜流环境中的胶结作用

此外，在接近咸化泻湖及萨布哈环境中，由于卤水回流渗透，可以在颗粒白云岩化之后相继出现白云石、硬石膏、天青石胶结物。淡水渗入可出现淡水白云石、方解石、石英等多种胶结矿物。

3．淋滤作用

淋滤作用在碳酸盐岩孔隙的改造中有着特殊的意义，尤其是在碳酸盐沉积（岩）接近地表和暴露在大气中时，大量的淡水进入渗流带，使文石质构成的碳酸盐颗粒及胶结物发生溶解，改变原有的孔隙系统。一旦渗流带的水因蒸发过速或脱 CO_2 而达到饱和时，淋滤作用将被沉淀作用所取代。很明显，降雨量和气候在这里起着决定性的作用。

淋滤作用不仅见于淡水渗流带中，也可以发生在淡水渗流带以下的淡水潜流带内。后者的几何形态强烈受地形、雨量以及岩石中孔隙度和渗透率的分布所控制。在一个理想的热带岛上，淡水潜流带呈典型的透镜体，直接位于岛的下面（图5-11），海岸区的岩层渗透性好坏和静水压头的大小将决定淡水潜流带的深度和几何形态。当具有足够的静水压头和渗透性通道时，潜流带可离正常海水的岸线非常远；在岩层中渗透性明显变化的区域，这个淡水透镜体非常不规则。在内陆区，淡水潜流带的几何形态则受总降雨量、地下流体的运动、可渗透岩层的展布所控制。从渗流带进入的水，开始往往是非饱和的，因而，在它们通过淡水潜流带运动时，可以对文石、方解石进行溶蚀，形成印模孔和溶孔发育的溶蚀带。随着埋深的加大，水中的 $CaCO_3$ 趋于饱和，导致只有文石溶解的带。接着便是准同生期的文石溶解和方解石沉淀的带，再向下便是活跃的方解石胶结作用带和没有溶解作用以及很少水活动的停滞带（图5-12）。

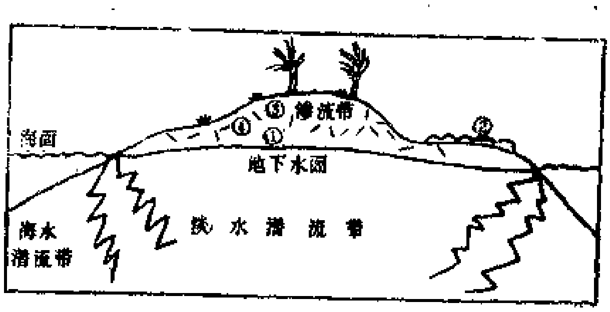


图 5-11 岛屿上淡水渗流带和潜水带分布的理想剖面
①沉淀作用带，新属形成悬挂形方解石胶结物生长 ②钙结壳的生成 ③近土壤带的强烈溶解作用 ④很少溶解作用
（据M. W. Longman, 1980）

在古侵蚀面上，这种淡水淋滤对早先充填的盐类矿物具有同样的溶解作用，并可沿着

构造裂缝发生溶蚀，把裂缝扩大成为溶洞、溶沟，为油气的储集准备大量的空间。这种溶孔带到了潜流带内，还可以继续产生小溶孔、溶缝，只是到了相当的深度，才再次出现次生沉淀物的充填。

在正常条件下，白云岩比石灰岩难溶解，所以在纯净的白云岩中，溶孔不发育。但在大气水的作用下交代残余的碳酸钙颗粒，特别是其中包含有蒸发盐类时，则可以发生溶蚀。因此，在白云岩中出现大量印模孔。

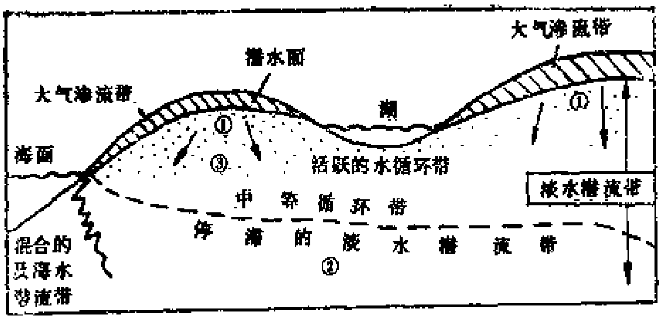


图 5-12 表示溶解带、水活跃循环带、胶结带以及停滞水带可能分布的理想淡水潜流带的理想剖面

①潜水面附近的溶解带 ②停滞颗粒新生变形成为方解石，但很少胶结作用 ③活跃的水循环带，迅速新生变形及等粒状方解石的胶结作用

（据M. W. Longman, 1980）

图5-13是一个碳酸盐浅滩层系经过淋滤作用改造孔隙的实例。该层系包括四个岩相带：（1）球粒灰质泥粒状岩相（图5-13中的D）；（2）软体动物灰质泥粒状岩相（C）；（3）灰质粒状岩相（B）；（4）薄层白云岩和钙结岩-粘土岩相（A）。它们分别代表滨外带、下部滨前带、上部滨前带和滨后带的沉积（H. Clyde和Jr. Moore, 1979）。

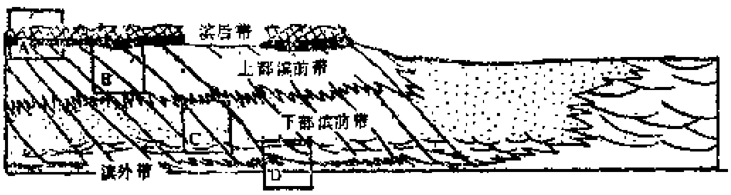


图 5-13 美国得克萨斯Comanche圆形山采石场下白垩统沉积相和成岩环境

（据H. Clyde和Jr. Moore, 1979）

滨后带中的细粒白云岩发育的孔隙空间主要为次生的晶间孔。在电镜下可见，它们是由白云岩化后残留的方解石、文石及介壳碎片经溶解而形成的溶蚀孔和印模孔。该白云岩具有很高的孔隙度（33%），但渗透率却很低，平均为0.0183μm^2。这显然是由原始灰泥沉积遭受早期白云岩化和后来晶间方解石溶蚀孔隙增大所造成。

上部滨前带的顶部是一个有效孔隙度和渗透率均十分低的高硅化带，其中只有少量的晶间孔。下部因硅质含量减少而孔、渗增大，主要孔隙类型是软体动物的印模。底部开始出现溶解—加大的印模孔，以及一部份溶孔。

下部滨前带的顶部存在着最好的孔、渗带，平均孔隙度为36%，渗透率0.46μm^2。它们主要是软体动物的印模和大量的溶解—加大溶孔。从电镜扫描中可以看出，它们都是由比较粗大的喉道相连通的。底部，孔隙度和渗透率迅速下降，平均孔隙度为19.9%，渗透率为0.0111μm^2。

滨外带中的球粒灰质泥粒状岩的孔隙均为印模孔，平均孔隙度和渗透率分别为29%和0.036μm^2，但压汞曲线表明，其中有效孔径大于2.8μm的仅占总孔隙体积的25%。

这个研究表明，最终所见到的孔隙系统中，原始孔隙保存很少，多已被淋滤作用和早期白云岩化作用改造得与原始孔隙系统很少有相似之处了。

4. 次生白云岩孔隙系统的变化

对次生白云岩的孔隙系统有必要单独进行讨论，因为：

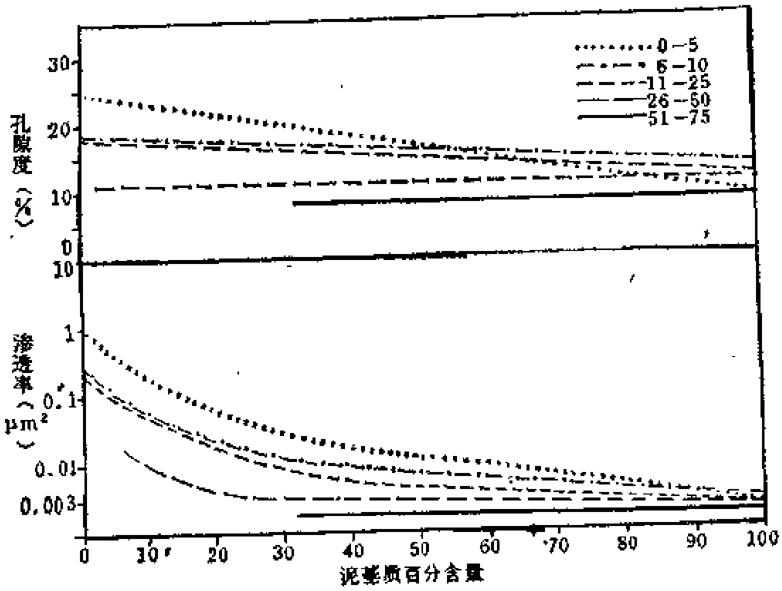


图 5-14 0—75%的白云石对孔隙度和渗透率的影响
（据D. J. Powers, 1962）

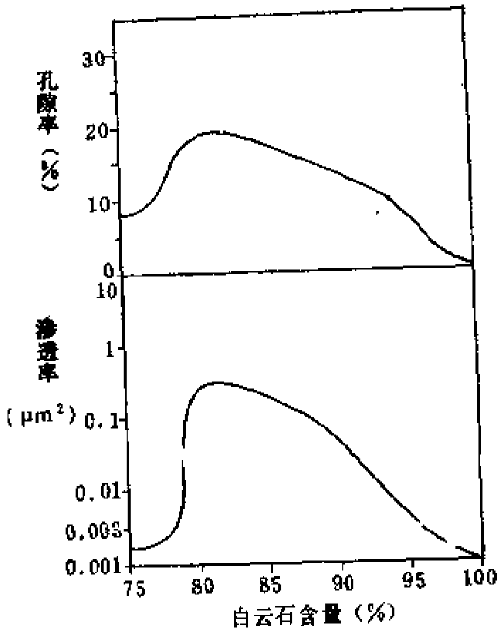


图 5-15 75—100%的白云石对孔隙度和渗透率的影响
（据D. J. Powers, 1962）

（1）据目前的研究，绝大多数同生白云岩的孔隙度和渗透率都远比次生白云岩小。这是因为同生白云岩的晶体都比较细小，因此，从储集层的角度出发，都比较重视次生白云岩。

（2）作为形成次生白云岩的主要作用——白云岩化乃是一个地质过程。D. J. Powers（1962）在研究沙特阿拉伯的上侏罗统阿拉伯"D"碳酸盐岩储集层时发现，碳酸盐岩中的白云石含量从10%增加到75%时，岩石的孔隙度、渗透率均有减少的趋势（图5-14）。当白云石含量超过75%时，孔、渗才大大增加，并在80%—90%时达到最大值。一旦白云石含量超过90%，孔隙度和渗透率再度下降（图5-15）。R. C. Murray（1960）在研究萨斯喀彻温白云岩时，也发现有类似的趋势。这里提出了两个问题：一是碳酸盐岩经过白云岩化为什么能增加孔隙度？另一个是，为什么当岩石全部被白云岩化时，孔隙度反而降低了呢？

前面曾提到，白云岩化是一种交代（置换）过程，对此，已没有什么争议。但对于究竟以什么方式进行置换则存在着不同的看法，因而对白云岩化后增大孔隙度问题也有不同的解释。较多的人主张，白云岩化是一个分子对分子的置换过程。由于Mg^{2+}的离子半径（0.65—0.78Å）比Ca^{2+}的离子半径（0.9—1.06Å）小，因而，交代形成的白云石菱面体的密度（$\rho=2.87$）比方解石（$\rho=2.71$）大，当一个单位体积的岩石完全被交代时，颗粒的体积将缩小约13%。也就是说，白云岩的多孔性是由于白云岩化后矿物的体积缩小造成的。但也有人认为，白云岩化并非是分子对分子，而是体积对体积的置换过程。因而，白云岩化本身并不能引起孔隙度的增大。其所以具有良好的储集性能，完全是由后来的溶解作用产生的。J. L. Wilson(1980）为次生白云岩的孔隙系统发育所勾画的图案，基本上是反映这种看法的。他认为，早期白云岩化作用先在细粒灰泥的基质中进行，一旦白云岩化达到40—50%后，白云石的菱面体可以完全接触，构成良好的支架晶粒，避免或减弱机械压实对孔隙度的破坏。与此同时，在白云石晶体之间保持众多的晶间孔。当原生的和残存的方解石在白云岩化过程中消耗殆尽，白云岩显示糖粒构造，即表明此过程业已完成。在此过程中，抵御能力最强的致密方解石和生物碎屑可作为印模存在，增添相当大的孔隙度，当它超过30%时，这类糖粒白云岩就成为理想的储集层。

下面让我们来考虑第二个问题。N. C. Wardlaw（1976，1980）认为：白云岩化的灰岩，白云石一般都为大小均一的菱形六面体，表明它们在开始形成时都是自形晶。随着时间的推移，晶体将沿表面自由能较低的晶面不断增长，直到相邻的两个晶面彼此接触形成一个协和边界。在此过程中，孔隙系统也由多面形的复杂孔隙发展成为平面上呈三角形、立体上呈四面体的孔隙。协和边界对晶格来说往往是任意方向的，因而它的表面自由能比较高。正是由于这种自由能的增量，抑制了晶体在这个方向上的继续增长，N.C. Wardlaw称这种现象为“接触抑制”。若继续发展，晶体将平行晶面等速地向孔隙内部增大，最终形成片状孔隙，此时，白云岩的孔隙度与渗滤率将急剧下降。图5-16表示一个白云岩孔隙的发育过程。Wardlaw在总结这个过程时指出：“协和边界的形成，将增大岩石的孔隙与喉道大小的比值”。这个比值对非润湿相的退出效应影响极大。

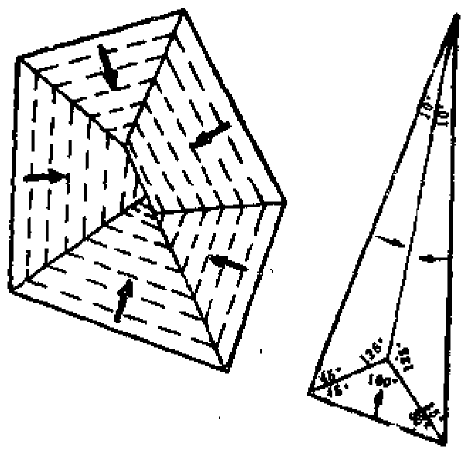


图 5-16 一个白云岩孔隙的发育过程
虚线代表相邻晶面自身的延伸，箭头表示晶面生长的方向
（据N. C. Wardlaw, 1976）

一般地讲，成岩后的淋滤作用、去白云石化作用、去石膏化作用对白云岩孔隙系统的改造都不十分显著。去白云岩化和去石膏化从本质上讲都是方解石的交代，只能产生方解石的白云石假晶和硬石膏假晶，对原有的孔隙不会产生根本性的改变。另外，由于白云石在水中的溶解度比石灰岩小得多，所以在白云岩中很少有大量的溶蚀孔（溶孔主要为印模孔）出现。

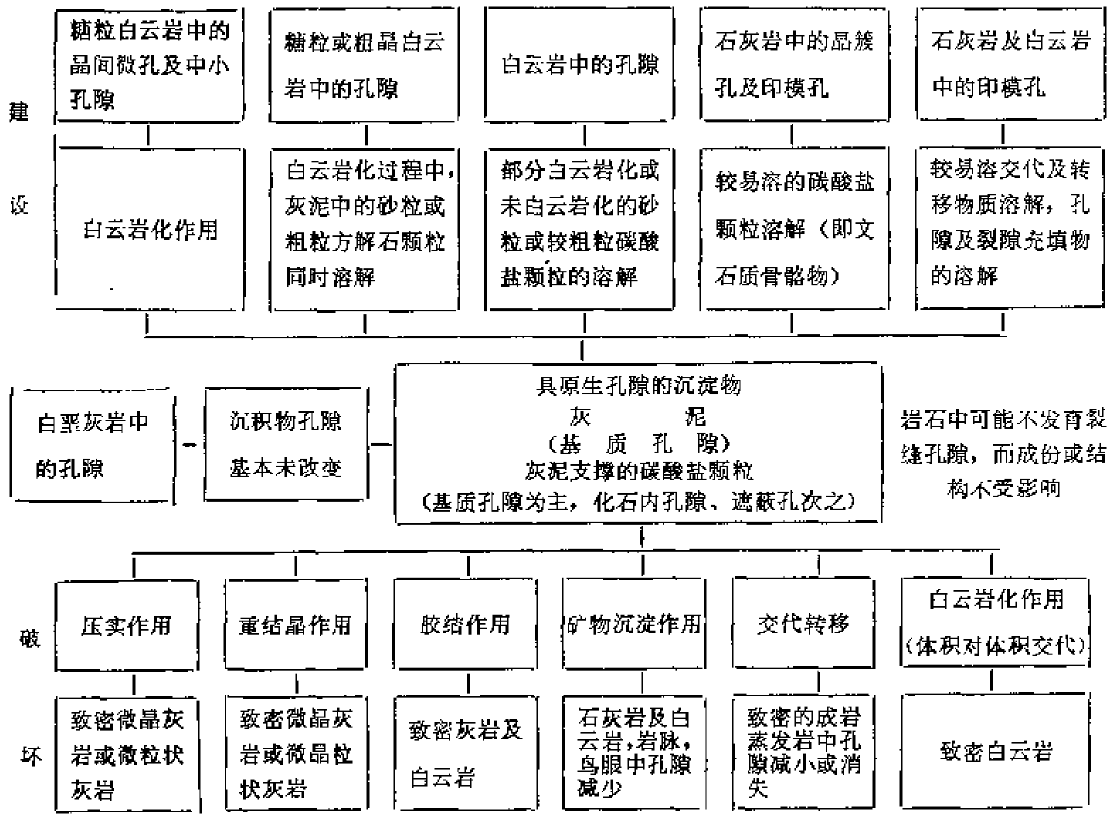
综上所述，碳酸盐岩孔隙系统的形成不仅受沉积物原始组构的控制，而且还受成岩期

和成岩后的多种因素的控制。企图为碳酸盐岩孔隙演化建立一个统一的模式，几乎是不可能的。但是，查明一个地区某个层位的孔隙演化史则是完全可能的，也是十分必要的。因为这对于了解该地层孔隙形成的历史，找出控制孔隙发育的因素，探索孔隙层的分布规律有十分重要的意义。

K. H. Wolf和G. V. Chilingar（1976）曾为灰泥支撑的和颗粒支撑的两类碳酸盐沉积设计了一个在成岩过程中孔隙演化的可能途径（表5-6和5-7），其中不包括成岩后可能发生的改造作用。在此方案中，作者们虽考虑了多种可能性，但仍不能囊括自然界千变万化的一切。例如，由富镁方解石构成的棘皮动物碎屑，在成岩过程中，可以由于低镁方解石

表 5-6　成岩过程中孔隙的发展（灰泥支撑的沉积物）

（据K.H.Wolf 和 G.V.Chilingar, 1976）



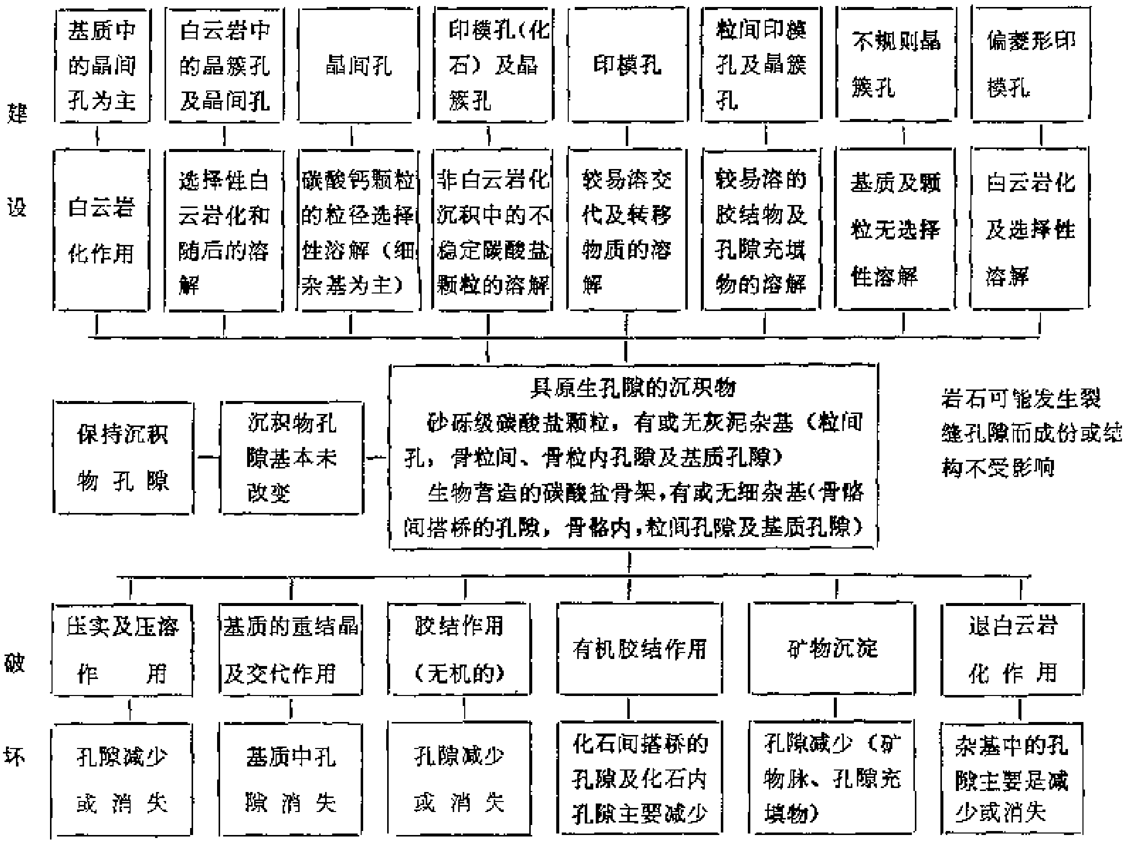
的交代和方解石单晶的增生，破坏其原来的多孔海绵状结构，毁坏原始的高孔隙度（J. L. Wilson, 1980）；如果在碎屑的表面有穗边或包壳存在，则成岩时晶体的增生将受到抑制，原始孔隙可得以保存。另一方面，实践告诉我们，在碳酸盐岩储集层中，孔隙系统的改造可能成岩后的要比成岩期的更为重要。事实上，不少的系统经成岩后生作用的改造已变得很难辨认原来的模样了。因此，K. H. Wolf的方案只能为我们提供一个思路，而不是一个到处可适用的模式。研究碳酸盐岩储集层的基本出发点应是沉积相分析、成岩作用和孔隙结构三者的紧密配合。

第四节　碳酸盐储集岩的类型

形成某种类型碳酸盐岩储集层的可能性取决于两方面：一是碳酸盐沉积的成因特征，

表 5-7 成岩过程中孔隙的发展（颗粒支撑的沉积物）

（据 K. H. Wolf 和 G. V. Chilingar, 1976）



二是孔隙形成特征。如前所述，孔隙的形成是多期作用的结果，而每一期在不同地质条件下所起的作用又不一样。在某些情况下，一期可以起决定性作用；在另一些情况下，另一期或几期具有重大意义。这里重要的是碳酸盐岩的成因特征。因为，沉积作用不仅可以决定独立的孔隙系统、特定的孔隙形态及其连通性，而且还包含一系列可在以后各阶段中产生孔隙的其它性质。而构造运动则是形成裂缝、断裂，导致淋滤作用强烈破坏组构，使孔隙系统进一步复杂化的重要因素之一。因此，应当把碳酸盐岩储集层的形成看作是沉积史、成岩史和构造运动史综合的结果。这中间的关系极为复杂。因此，全面而又系统地划分碳酸盐岩储集层的类型并不是件轻而易举的事情。现举几个有代表性的分类如下：

一、木下浩二（1973）分类

木下浩二根据沉积组合把碳酸盐岩储集层分为四种类型：

（1）以硬石膏为盖层的碳酸盐岩储集层；

（2）礁灰岩储集层；

（3）多孔性碳酸盐岩与非渗透性泥晶灰岩互层型储集层；

（4）砂泥岩层段中的碳酸盐储集层。

二、J. L. Wilson（1980）分类

Wilson将碳酸盐储集岩的类型分为六种：

（1）具有原生孔隙的粒状灰岩；

（2）大陆架边缘的生物礁建造；

（3）具有原生孔隙和某些次生孔隙的坡下碳酸盐碎屑岩；

（4）大陆架旋回中的地层圈闭；

（5）在区域不整合之下通过淋滤和白云岩化发育起来的孔渗带；

（6）白垩结构的储集层。

下面分别讨论。

1．具有原生孔隙的粒状灰岩储集层

储集层的沉积几何形态通常呈毯状或环绕盆地呈花边状。仔细勾画其轮廓，常为线形的砂坝。砂坝带可以平行于大陆架边缘，个别的也可以平行于横穿大陆架的洋流，呈新月形，或对着大陆架内的岬角堆积成砂脊。

这类沉积均为高能环境下的产物，鲕粒十分普遍，常见滚圆、有包壳的生物碎屑。颗粒的支撑作用和包壳对晶体增长的抑制作用使它们具有很高的原始孔隙度（一般在40—75%之间）。早期的穗边状胶结物往往可以使组构避免溶解和压实。在粗粒灰岩中，白云岩化不常见，但在互层的泥质粒状灰岩中则有发生。孔隙的堵塞和破坏主要是由于后期产生的大量它形方解石。这种类型的储集层，在北非、中东的第三系和中生代地层中较为多见。例如，目前世界上碳酸盐岩中产量甚大的中东上侏罗统阿拉伯组“D”灰岩就是属于这种类型。阿拉伯组“D”灰岩为胶结很疏松的生物碎屑-含鲕砂屑灰岩，孔隙度20—25%，渗透率很高。在沙特阿拉伯，油井的初产量达857—2571t/d。此外，还有海湾地区侏罗系的斯马阔弗鲕状灰岩等。估计，这种储集层类型的油气约占世界碳酸盐岩油气储量的1/2，仅加瓦尔油田就占25%。

2．大陆架边缘的生物礁建造

这类碳酸盐岩储集层，无论其规模、几何形态均变化很大，从大型的环礁，到独立的补丁礁，有的建造厚度可达几百米，有的仅几米—十几米。它们一般都平行于大陆架边缘分布，长轴横贯盆地的也有，但比较少见。

生物礁建造一般都有复杂的组分，它包括礁核、碎屑坡积、侧积层和被捕获的鲕粒物质。多孔性的有机建造（主要是由文石和高镁方解石组成的）以及大规模的坡积导致沉积物有很高的原始孔隙度。这种礁骨架的可压实性非常小。因而，在成岩阶段，原始孔隙度得以很好地保存。加之，钻孔生物的活动和礁内有机体的腐烂，进一步提高了沉积物的孔隙度和渗透率。原始孔隙度如此之大，以致内部沉积物、生物灰泥，或有机、无机胶结物都不能将其充填。应当指出，构成生物礁建造的主要物质文石和高镁方解石在海相环境以外是很不稳定的，极易受天然水和渗流水的溶解。考虑到生物礁在地形上往往是一高地，因此，任何一次海平面下降，都会引起礁的暴露，为淋滤、白云岩化，乃至风化作用创造了有利条件。在这种情况下，礁内部会产生多种次生孔隙，从而进一步增进了礁的渗透和储集性能。只是在潜流带里，由于低镁方解石胶结物的沉淀而使孔、渗性变坏。世界上特大型的礁块油田很多，估计约占特大型碳酸盐岩油田储量的10%。其中有的位于碳酸盐台坪的边缘，如伊拉克的基尔库克油田；更多的是以生物礁为边界的浅海堤岸，如墨西哥的黄金巷油田。加拿大阿尔伯达省的泥盆系礁则是横贯盆地的。另外还有密特莱特盆地东部陆棚上宾夕法尼亚系中的小礁，阿尔伯达省北部泥盆系中的Zama Rninbow塔礁，密执安盆地志留系塔礁等。在这些例子中，有一部份建造是经白云岩化而成为储集层的，特别是当它们被蒸发岩包围时。这些建造所处的位置通常是在生油岩的附近，故常常形成有利的烃

类聚集。

3. 具有原生孔隙与次生孔隙的坡下碳酸盐碎屑岩

这是一种与重力、滑坡、浊流、密度流有关的碳酸盐沉积，见之于滨外堤坝的两侧和大陆架边缘的下方，呈不规则补丁状、线状排列，有时可以伸入碳酸盐大陆架边坡之下的盆地几公里，构成几十米厚的似毯状沉积。沉积物以角砾状的粗碎屑为主，四周被大量生物碎屑所包围，有时夹有深海泥质灰岩。含丰富的化石，主要有厚壳蛤、棘皮动物、红藻、珊瑚和苔藓虫碎屑。泥质灰岩中含有典型远洋生物化石，如抱球虫、有孔虫。粗大的沉积物导致异常高的原始孔隙度。由于它们埋藏在坡下地区，所以一般情况下不可能发生白云岩化作用，但黄金巷下面的坡萨里卡（Poza Rica）油田例外。目前，这类储集层见于墨西哥西海岸中白垩统的砾状礁和基尔库克渐一中新世主灰岩的礁前滩区，其它地区还不多见。在阿拉伯酋长国的布-哈萨（Bu-Hasa）礁前的坡积中，以及基尔库克下白垩统之下亦有生产层。波萨里卡油田的最终可采储量约为3.95×10^{8}t。南墨西哥Reforma礁带中的许多油田大部分是在礁前沉积中，裂缝在其中起着一定的作用。估计新近发现的这些特大油田的可能储量约占世界特大油田储量的10%。

4. 大陆架旋回中的地层圈闭

在以旋回或加积为特征的大陆架碳酸盐沉积中，每一旋回从较深的含泥静水浅海沉积开始，向大陆架边缘，逐渐变为多孔性生物粘结灰岩和灰砂沉积，再向大陆架方向，则变为堆积在泻湖、海湾中的细粒碳酸盐沉积和在大陆架内部潮坪环境（碳酸盐体制中）或潮上萨布哈环境堆积的蒸发岩（干燥气候下）。这就可能引起两种结果：（1）蒸发岩促进了潮间和潮下碳酸盐岩白云岩化，把渗透性不好的灰岩转变为渗透性好的粗结构白云岩，从而产生一个次生的上倾储集层。（2）萨布哈蒸发岩构成上倾遮挡。在旋回之上，即另一旋回的底部，可能是盆地内的致密泥质灰岩，由此形成的遮挡也相当普遍。不少地区，沉积旋回的整个层系是加积的，每一个旋回愈向上蒸发岩愈多，愈向盆外蒸发岩愈多。在这样的层系中，上部旋回中的上倾萨布哈硬石膏直接覆盖在下部另一个旋回的粒状灰岩或白云岩储集层之上。这样，烃类既不能向上倾渗漏，也不能垂直渗漏，从而被圈闭起来。在这种旋回中包括两种常见的储集层：一是强烈受溅水带（splash zone）胶结作用影响的球粒和鲕粒灰砂；一是被白云岩化的、有很高溶解孔隙度的生物碎屑灰质粒泥状灰岩。白云石可以很粗大，因为，下倾离富含镁的流体来源愈远，白云石菱形体增长愈慢。真正的潮间藻叠层石和沼泽沉积亦普遍被白云岩化，只是颗粒较细。缺乏生物碎屑，白云石增多以及交代硬石膏，或局部有粉砂和粘土分布，都可使储集层变坏。这种相也可起到与萨布哈硬石膏相同的上倾遮挡作用。属于这种类型的有西得克萨斯州二叠系的圣安德烈斯组（F. J. Lucia, 1972）和威利斯顿盆地锡达溪背斜上奥陶统一志留系的白云岩储集层系（P. O. Roehl, 1967）。西得克萨斯州二叠系有几亿桶的最终可采储量，绝大部份是在以白云岩为储集层的地层圈闭中，其中包括像潘汉斗的胡哥顿大气田。由于这种地层圈闭与不整合形成的圈闭很难区别，因而不好估计它的产量百分数（按J. L. Wilson的意见，属于这两类的特大型油田的产量大约仅占5%）。但是，有一点比较清楚，即特大型油田产量的25%产于白云岩，而且绝大多数产自潮坪相的地层中（例如西得克萨斯的二叠系，伊朗的阿斯玛利灰岩）。这种相圈闭研究得比较好的是威利斯顿盆地的密西西比系剖面，在该盆地的东侧有许多小油田发育在灰砂和白云岩化的泥粒状灰岩中。

5．在区域不整合面下发育的淋滤和白云岩化孔渗带

区域不整合面下的地层长期暴露地表，在其表面容易发育淋滤和白云岩化孔渗带，其几何形态因受储层相变、古地形（喀斯特）突起、断层以及其断裂程度的控制而呈不规则形。孔渗带的发展主要受白云岩化和淋滤作用的控制，此外，还有崩塌-角砾化和脱白云化作用。如早期胶结不好，则可增进流体流动，利于成岩。在渗流带中，通过蒸发可形成弯月面形和下悬式的方解石胶结；在潜流带内，胶结则为短粗的镶嵌方解石。淡水透镜体一般可以深入地下相当大的深度，文石质生物碎屑可以充分地被淋溶。经常发现，区域不整合面以下的白云岩化作用是两个不同时期的产物，成岩作用早期所发生的白云岩化被晚期白云岩化作用叠加，这一点可根据两期白云岩化形成的白云石晶体的大小不同，晚期白云岩化经常呈脉状充填和交代加以区别。

据目前了解，碳酸盐岩中与不整合有关的烃类聚集有几种情况：（1）沿盆地边缘的区域不整合；（2）生物礁顶部的不整合；（3）不整合面下的褶皱和断层影响孔渗带的展布，控制溶解的类型；（4）因蒸发或地下水位下降，使礁体暴露，产生淋滤和白云岩化，周围为后来的蒸发岩包围，构成良好的圈闭；（5）由于海平面反复下降，使富含藻的碳酸盐岩层暴露，经淋滤、角砾化和裂缝的发育而形成储集层，在美国西南宾夕法尼亚系中就有不少这样的储集层。

6．白垩结构的储集层

由低镁球藻碎片方解石或文石质介壳碎片组成的白垩，因其粒径十分细小（只有几微米），所以微孔特别发育。远洋白垩层常为岩性均一的席状体，原始孔隙有时可达80%，压实作用可使其减少到50%，进一步成岩仍可保持很高的孔隙度。孔隙度20—35%的白垩是非常普遍的，但渗透率很低。P. A. Scholle（1977）和 J. Neugebauer（1974）认为，白垩所以能保持很高孔隙度，浅埋是一个主要因素，其次，低镁方解石也不像浅水碳酸盐那样容易溶解和压实，所以保持了白垩结构。但当它们被埋藏到1000—2000m以下时，将发生强烈的压溶，特别是在孔隙水中镁含量低的时候。不过，如果有石油早期进入或有异常高压的遮挡时，可以避免压溶作用。

远洋白垩中产油的仅见于北海埃科菲斯克的达宁组，那里大量石油储存在具白垩质结构的浅水碳酸盐岩中。估计，白垩结构的碳酸盐岩中的特大油田产量约占总产量的4.5%。

比较上述两个分类可以看出，Wilson比较重视孔隙层发生的古地理环境以及这种环境下可能出现的改造孔隙系统的各种因素的配合。这对勘探工作者无疑是非常需要的。可是，这个工作在资料不充分的情况下很难进行。本下的分类偏重于碳酸盐岩体与四周地层的关系。当然，这在一定程度上也反映了碳酸盐岩的沉积环境，但显然缺乏成因的分析。

三、Ю. И. Марьенко (1978) 分类

Марьенко从储集层的成因分类角度出发提出的“碳酸盐岩地质体”的概念，有重大理论意义和实用意义。地质体可定义为：矿物组分、结构、构造特征或其它标志不同于围岩的，在地貌上、形态上和成因上独立的岩体。他根据碳酸盐岩地质体的形态多样而与别的沉积体不同，而且，这种地质体在很多情况下与它埋藏前的地貌形态有密切关系，提出了如下分类：

Ⅰ．建造型碳酸盐岩地质体

（1）生物成因的

1a：礁

1b：滩

（2）碎屑-化学成因的

2a：沙坝，堤，沙咀

2b：浊流沉积

（3）化学成因的：灰质壳

（4）喀斯特成因的：充填物，钟乳石，石笋

Ⅱ．破坏型碳酸盐岩地质体

（1）磨蚀成因的：如巉岩突起

（2）侵蚀-喀斯特成因的：残丘，潜山

（3）喀斯特成因的：落水洞

Ⅲ．成岩型碳酸盐岩地质体

（1）交代作用

表 5-8 Ю. И. Марьенко 分类中具备储集层条件的碳酸盐岩地质体的主要特征

碳酸盐岩地质体类型			埋藏前的地形类型	碳酸盐岩地质体的形态	长度	宽度	厚度	主要岩类特征	孔隙特征
按成因特征		按主要物质的形成方式							
建设型	生物成因	礁成因	各种生物礁	各种形态的块体，平面上呈带状、链状、环形或弧形、等边形	$n\times10$—$n\times1000$ km	$n\times10$m—$n\times100$km	$n\times10$m—$n$km	礁灰岩，粒屑灰质白云岩化灰岩	生长骨架孔，溶孔，白云岩晶间孔，粒间孔
建设型	生物成因	生物骸或生物骸-碎屑成因	滩	透镜体层状，平面上呈等边形、不规则形	$n\times100$m—$n\times100$ km	$n\times100$m—$n\times100$ km	$n\times$m—$n\times100$m	藻灰岩，生物碎屑灰岩，有时有不同程度的白云岩化	粒间孔，遮蔽孔，溶孔
建设型	碎屑-化学成因	拍岸浪作用	沙坝，滨海堤，沙咀	层状，透镜体层状，平面上呈带状、平缓弧形	$n\times100$m—$n\times100$ km	nm—$n\times$km	$n\cdot$m—$n\times10$m	鲕灰岩，球粒灰岩，碎屑灰岩，生物碎屑灰岩	粒间孔为主，部分粒内孔，溶孔，印模孔
建设型	碎屑-化学成因	密度流作用	浊流沉积	透镜体层状，平面上呈不规则带状	$n\times10$m—$n\times100$km	$n\times10$m—$n\times100$km	$n\times0.1$—$n\times10$m	各种粒径的灰岩包括角砾灰岩—细粒灰岩	粒间孔，粒内孔
破坏型		磨蚀，和侵蚀-喀斯特成因	残丘和巉岩突起	各种形态的块体，平面上不规则形			$n\cdot$m—$n\times100$m	各种灰岩和白云岩	溶孔，溶洞，裂缝，晶间孔
成岩型	交代作用	白云岩化作用	地貌上无反映	层状透镜体，平面上呈不规则形、长形			$n\times0.1$—$n\times10$m	交代白云岩、常夹有灰质白云岩	晶间孔，印模孔

（2）重结晶作用

这些碳酸盐岩地质体中，并不是任何一种类型均可成为有利的储集层，因为其中有些地质体不具备构成储层的必要条件——区域连续性和孔隙连通性。对形成储集层有重要意义的主要有：建造型中生物成因的碳酸盐岩地质体；碎屑-化学成因的碳酸盐岩地质体；破坏型中的磨蚀、侵蚀-喀斯特成因的地质体；成岩型中的交代碳酸盐岩地质体。有关这些地质体的特征可见下表（表5-8）：

第五节　碳酸盐岩储集层研究

从上述可以看出，碳酸盐岩储集层以其类型多、孔隙空间复杂、非均质程度高而有别于砂岩储集层。造成这种特点的原因，归根结底，是由于碳酸盐岩储集层不仅在宏观上受沉积作用的严格控制，而且在微观上受成岩作用及成岩后生作用的强烈改造，因此，忽视其中任何一个方面的研究，均可导致勘探工作的失败。

从储集层地质学的观点出发，碳酸盐岩储集层研究的任务应包括：

（1）通过区域性的相分析，找出有利相带的部位，并确定其类型、展布和规模；

（2）查明该地质体中孔隙发育的层段、厚度，储集空间的类型、成因，孔喉形态、大小、分布，以及它们间的相互组合；

（3）确定孔隙空间的分布规律及其连通情况；

（4）研究油气水在其中的分布规律。

有关相分析的方法、步骤，在不同版本的沉积岩石学教材中已有比较详细的介绍。但相分析只解决了储集层可能出现的地区问题，对储集岩体的性质，则要靠微观的研究，而微观的研究在某种程度上甚至比宏观的研究更为重要，下面所叙述的就是一个极好的例证。

密西西比系查尔斯组在蒙大那—北达科达是一个相当厚的碳酸盐滩。早期勘探曾在滩的顶部发现了一个小油田，继而在其周围又钻了许多探井，均无建树。相分析和常规物性资料分析表明，这个滩的四周为一孔隙度不高于6%的珊瑚生长区，其外围均为低孔、渗的藻灰岩（孔隙度小于2%）。但在珊瑚边界内侧向风的一面，有一经良好簸选的珊瑚碎屑和鲕粒沉积地带，细粒物质的含量甚少，孔隙度一般为8—12%，靠近滩中央地区可达15%。背风的一面是一条簸选相当差的珊瑚碎屑沉积带，含较多的静水藻类和灰泥，平均孔隙度为10—15%。滩的中央堆积了厚厚的从滩的边缘簸选来的细粒碳酸盐和化学沉积的灰泥，这里

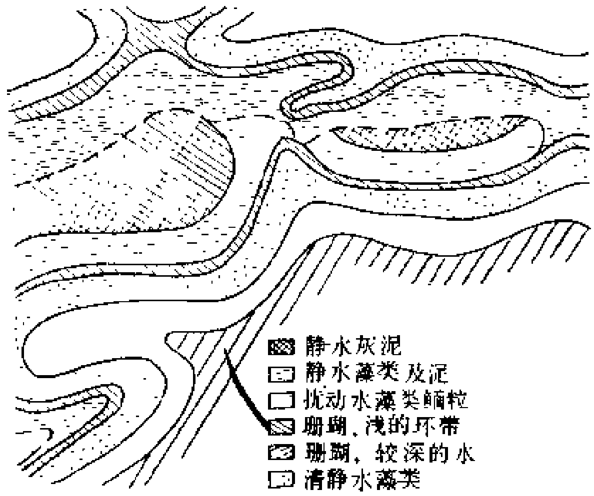


图 5-17　蒙大那—北达科达地区密西西比系查尔斯组碳酸盐滩岩相图
（据R. L. Jodry, 1972）

的孔隙度普遍比较高，从靠近背风边缘的16%至许多地段的30%以上；往向风的一面，滩中央区因受波浪的冲刷和淋滤作用，孔隙度可高达37%（图5-17，5-18）。正是在这个地段钻了不少井都没有获得成功。很明显，这里另有一些因素控制着烃类的分布。于是，对所有的岩心测了毛管压力曲线，并按照这个地区的油、水平均比重计算，绘制了表达50%的孔隙饱和原油所需的油粒高度的岩相-产能关系图（图5-19）。

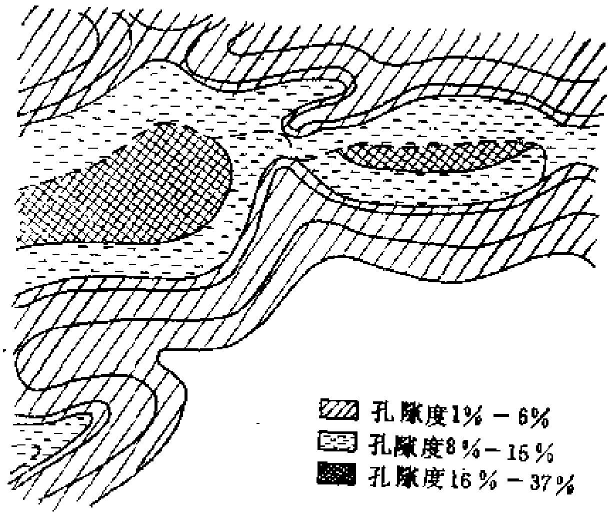


图 5-18　蒙大那—北达科达地区密西西比系查尔斯组碳酸盐滩的岩相与孔隙度之间的对比
（据R. L. Jodry, 1972）

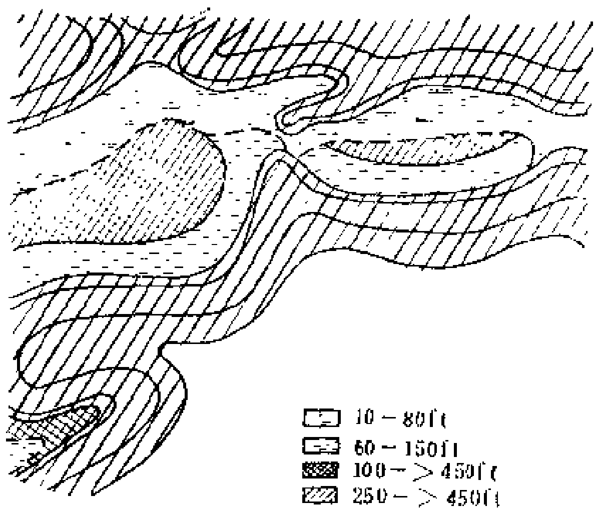


图 5-19　碳酸盐岩相与产能之间的关系
产能表达为为了50%的孔隙饱和原油所需的油柱高度
（据R. L. Jodry, 1972）

从这张图中可以看出：滩的外围，从孔隙度的观点看是不吸引人的，计算的产能也不令人鼓舞，这里的大部分地区必需有250—450ft(76.2—137.16m）的油柱才能使50%的孔隙含油。在滩中央的高孔隙度地区，情况也不乐观，这里的大片沉积均需要有超过450ft(137.16m）的油柱才有产能。往向风过渡带靠近有一窄带，它所要求的油柱高度为100ft(30.48m)，而在背风过渡带中，尚需有高于150ft(45.72m）的油柱。地震和地下地质资料表明：在滩区内不可能有闭合度达100ft(30.48m）或更高的圈闭，因此，基本上排除了滩外围和中央高孔隙带产油的可能性。

簸选较差的背风带沉积所测得的毛管压力曲线表明：要有60—150ft(18.29—45.72m)油柱方能充满50%的岩石孔隙，因此，这个地区只能考虑它的边缘地带，而且是在有利的条件下才可能产油。

簸选好、中等孔隙度的向风带沉积则具有良好的毛管压力曲线。曲线表明，在这个相带中只需有30—10ft(9.144—3.048m）高的油柱就可使50%甚至更多的孔隙空间为油所饱和，因此，在本带只要能找到50—60ft(15.24—18.29m)闭合度的圈闭，就能获得工业性油流。

以后的实践证实了这个研究结论。在向风分选好、中等孔隙度的相带找到了一批油田；而在背风簸选较差的相带中，只有几口孤立的探井产油。

这个例子充分说明了储集层的微观研究在指导油气勘探中起着多么重要的作用。

储集层的微观研究从根本上讲就是研究其孔隙性和渗透性。这方面的分析技术和研究

手段已有很多，并且还在不断的创立和引进新的方法，归纳起来有下列五个方面：

（1）野外地质调查；

（2）地质录井资料分析；

（3）测井资料解释；

（4）实验室岩心分析；

（5）应用开发动态资料定性研究储层性质。

这些方法各有特点，可相互参照，进行综合研究。

岩心分析是诸方法中最直接的方法。人们可以通过对一小块岩心作各种分析，了解储集层的孔渗性、孔隙类型、孔隙大小、孔隙形成历史以及孔喉组合关系等。

小直径样品（直径2.5cm、高3cm）的物性分析乃是研究储集层孔渗性最常用的方法。为了使测得的数据更具有代表性，有时可采用全直径样品分析。孔隙度和渗透率测定，可以提供有关储集层的储集空间和渗滤能力的定量资料。

孔隙类型和大小，一般可以通过薄片鉴定确定，使用铸体薄片则效果更佳。铸体和铸体薄片是用带色的甲基丙烯酸甲酯或环氧树脂作为填充剂，注人样品，待填充剂聚合、固化后制成薄片，进行显微镜下观察。或用酸溶去岩石骨架，制成孔隙铸模，置于立体显微镜下进行研究。用浸润能力很强的发光液浸泡岩样，使其充分饱和，然后在荧光显微镜下鉴定，亦可获得同样的效果（К. И. Багринчева, 1977）。但对碳酸盐岩微粒中的一些孔隙，则必须借助于放大倍数更大、分辨率更高的扫描电子显微镜。通过它可以在荧光屏上十分直观地观察到孔隙和裂隙的展布以及彼此的连通情况。其分辨率可达100Å。

有时为了进一步了解储层的孔隙结构特征以补充、深化物性参数，需要研究储层孔隙大小的分布。测定孔隙大小分布的方法很多，有压汞法、隔板法、离心法、吸附法等，其中以压汞法最为简便，这个方法是由W. R. Purcell(1949) 提出的。该方法是利用水银对岩石的非润湿性特点，用外加压力克服孔隙系统中的毛细管阻力，迫使水银进入岩石孔隙中去。测定每个压力增量下的水银注人量，绘制成毛管压力-饱和度关系曲线，并根据拉普拉斯方程，计算出与不同压力相对应的孔喉半径，对样品的孔喉分布进行研究。

诚然，为了解释孔隙的成因，仅仅对孔隙作定量研究是不够的。孔隙的成因只有通过研究它与周围的矿物颗粒、基质和胶结物之间的关系，才能作出正确的判断。因此，除了充分利用薄片详细地进行显微镜观察，以便获得更多的有关成因方面的资料外，对某些溶蚀现象、充填物质的微孔以及残余孔等细微现象，均需依靠扫描电镜或其它一些不破坏岩石原结构的研究方法。如刻蚀法可用来鉴别碳酸盐岩内部的颗粒结构；染色法可帮助人们区分一般在薄片鉴定中不易判别的方解石和白云石；探针和阴极发光法可用来鉴定不同时期或不同组分构成的碳酸盐矿物。总之，人们对沉积物在沉积、成岩以及成岩以后所经历的地质事件了解得愈深刻，对孔隙的成因解释也就愈正确。近年来，在测试分析方面引进了不少新的方法，必将大大地促进对孔隙成因的研究。

应当指出，对于那些大的溶洞或构造断裂，仅依靠岩样分析往往无济于事。它们的发育情况只能从录井、测井以及开发动态资料中加以分析（如产液量、井间干扰、钻进放空、井斜、井漏等）。因此，建立一个油田完整的储集层模型，并非都是在勘探初期所能完成的，尤其是对非均质的缝洞型储集岩层，这个工作往往要在开发阶段，甚至到开发的后期才能完成。

主要参考文献

1. 刘宝珺主编，1980，沉积岩石学。地质出版社。

2. 奇林加等，1978，碳酸盐岩石油与天然气开采。科学出版社。

3. Adams, J. E., Rhodes, M. L., 1960, Dolomitigation by seepage refluction. Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull., Vol. 44, No. 12, p. 1912—1920.

4. Aschenbrenner, B. C., Achauer, C. W., 1960, Minimum conditions for migration of oil in water-we carbonate rocks. Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull., Vol. 44, No. 2, p., 235—243.

5. Bebout, D., et al, 1979, Geology of carbonate porosity. AAPG continuing education course note series 11, Houston, Texas.

6. Badiozamani, K., 1973, The Dorag dolomutization model application to the Middle Ordovician of Wisconsin. J. sediment petrol., Vol. 43, No. 4, p. 965—984.

7. Choduette, P. W., Pray, L. C., 1970, Geologic nomenclature and classification of porosity in sedimentary carbonates. Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull., Vol, 54, No. 2, p. 207—250.

8. Folk, R. L., 1974, The natural history of crystalline calcium carbonate: effect of magnesium content and salinity. J. sediment. petrol., Vol. 44, No. 1, p. 40—53.

9. Ham, W. E., 1962, Classification of carbonate rocks. AAPG memoir I.

10. Irwin, M. L., 1965, General theory of epeiric clear water sedimentation. Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull. Vol. 49, No. 4, p. 445—459.

11. Illing, L. V., 1954, Bahama calcareous sands. Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull., Vol. 38, No. 1, p. 1—95.

12. Jodry, R. L., 1969, Growth and dolomitization Silurian reefs St. Clair County, Michigan. Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull. Vol, 53, No. 7, p. 957—981.

13. Kendall, A. C., 1977, Origin of dolomite motting in Ordovician limestones from Saskatchewan and Manitoba. Bull. Canad. Petrol. Geol., Vol. 25, No. 4, p. 484—504.

14. Land, L. S., 1973, Holocene meteoric dolomitization of Pleistocene limestones. Sedimentology, Vol. 20, No. 4, p. 411—424.

15. Land, L. S. 1973, Contemporanous dolomitization of Middle Pleistocene reefs by meteoric water, North Jamaica. Bull. Marine Sci. Vol. 23, No. 1, p. 64—92.

16. Lucia, F. J., Murray, R. C., 1967, Cause and control of dolomite distribution by rock selectivity. Geo. Soc. Am. Bull. Vol. 78, No. 1, p. 21—36.

17. Longman, M. W., 1980, Carbonate diagenetic textures near surface diagenetic environments. Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull., Vol. 64, No. 4, p. 461—488.

18. Murray, R. C., 1960, Origin of porosity in carbonate rocks. J. sediment. petrol., Vol. 30: No. 1, p. 59—84.

19. Sander, T., 1967, Classification of carbonate rocks of marine origine. Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull., Vol. 51, No. 3, p. 325—335.

20. Scholle, P. A., 1977, Chalk diagenesis and its relation to petroleum exploration: oil from chalks, a modern miracle? Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull., Vol, 61, No. 7, p. 982—1009.

21. Stout, J. L., 1964, Pore geometry as related to carbonate stratigraphic trap. Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull., Vol. 48, No. 3, p. 329—337.

22. Wardlaw, N. C., 1974, Water above the transition zone in carbonate oil reservoirs. Bull. Canad. Petrol. Geol., Vol, 22, No. 3, p. 305—325.

23. Wardlaw, N. C., 1979, Pore geometry of carbonate rocks as revealed by pore cast and capillary pressure. Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull., Vol. 60, No. 2, p. 245—257.

24. Wardlaw, N. C., Taylor, R. P., 1976, Mercury capillary pressure curves and the interpretation of pore structure and capillary behaviour in reservoir rock. Bull. Canad. Petrol. Geol. Vol. 24, No. 2, p. 225—262.

25. Wardlaw, N. C., Cassan, J. P., 1978, Estimation of recovery efficiency by visual observation of pore systems in reservoir rocks. Bull. Canad. Petrol. Geol., Vol. 26, No. 4, p. 572—585.

26. Wilson, J. L., 1980, Limestone and dolomite reservoir. in: Hobson, G. D., ed., Developments in petroleum geology-II. Applied Science Publishers LTD, England.

27. Вагринчева, К. И., 1977, Карбонатные породы-коллекторы нефти и газа. Изд-во НЕДРА Москва.

28. Марьенко, Ю. И. 1978, Нефте-газоносность карбонатных пород. Изд-во НЕДРА Москва.

29. Смехов, Е. М., 1974, Теоретические и методические основы поисков трещинных коллекторов нефти и газа. Л. Недра.

30. Теодорович, Г. И., 1958, Учение об осадочных породах, Гостоптехиздат, Ленинград.

第六章 浊流沉积与油气聚集

第一节 引 言

浊流成因的沉积岩称为浊积岩。浊流是一种由沉积物和水组成的高密度紊流，因其与上覆的水体存在有密度差，引起重力推动，所以呈底流形式沿水下斜坡流动。浊流主要是由于象地震那样阵发性的灾变事件的触发，使浅水沉积物发生大规模滑坡引起的。在湖泊中，洪泛河水的直接注人也可形成浊流。浊积岩主要由砂岩、粉砂岩和粒屑石灰岩组成，并在剖面上与泥质岩互层，产在深海或深湖相的地层中。由于浊流沉积区具有良好的生、储、盖配套条件，所以是油气勘探的有利地区。

浊积岩的研究开始于50年代。在此以前，地质学中有一种根深蒂固的观点，认为只有远洋沉积的页岩才是深海环境的标志，而砾岩和砂岩统统是浅水或陆地环境的产物。因此，人们把砂岩与页岩互层的复理石解释为地壳振荡运动的产物。当时虽然也有少数人认识到浊流的存在，但是却把它限于象注入湖泊的浑浊河水那样的低密度流，只能搬运粉砂和粘土。这种观点一直到40年代末，Kuenen(1948) 用实验证明浊流是高密度流之后才有所改变。他发现，比重为1.5—2.0的浊流不仅可以搬运粉砂和粘土，还可搬运砂。1950年，Kuenen和Migliorini发表了《浊流是粒序层形成的原因》的著名论文。他们以大量的实验与野外资料证明，古代地层中未经浅水改造的粒序砂岩，是通过浊流搬运到深水环境沉积的。

浊流理论的出现，激起了人们对沉积作用研究的浓厚兴趣。其后众多的研究成果，特别是有关沉积构造的精心实验与野外研究，为以后的相分析和古地理的重建提供了新的资料。60年代以来，人们对深水碎屑的搬运机理和相模式进行了更为广泛的研究。现已证明，深水环境的大部分碎屑沉积物，是在重力的直接驱动下呈块体重力搬运的方式迁移来的。浊流是水下重力流系列的一种主要类型，它不仅能搬运砂和粉砂，还可搬运砾石。

第二节 浊流及其相关作用

一、块体重力搬运的概念

在浅水环境，大部分碎屑物是在流体介质的推动下搬运的，它们可以呈底部牵引的方式一颗一颗地迁移，也可呈悬浮状搬运。但是，在深水环境中，大多数碎屑物却是因重力的直接驱动，呈集合体的方式搬运的。如果其中混合有水，那么这种水也只是被携带迁移的次要组分。

块体重力搬运的机理是由于重力超过了沉积物的剪切强度，产生顺坡向下的剪切应力引起的。导致剪切应力增大或沉积物剪切强度减小的因素，主要有以下几种：（1）沉积物厚度巨大，造成超重负载；（2）斜坡因流水下切变陡，造成边坡不稳；（3）孔隙流体

压力增大，引起液化作用；（4）泥质沉积物的触变习性等。触发沉积物破坏的地质条件主要是地震作用，海啸和暴风浪等。

按照沉积物内部的凝聚强度，可将块体重力搬运分为岩崩、滑动与滑塌以及沉积物重力流三种类型（图6-1）。岩崩是指岩石崩解的碎块，以自由落体的方式向下坡迁移的作用。滑动与滑塌是指半固结的沉积物块体沿底部的破裂面滑动迁移的作用。滑动和滑塌是相近的同义语，滑动强调沉积物在横向上的变位，滑塌则强调块体内部的变形。沉积物重力流（又称块体流或沉积物流）是沉积物和水混合面成的流动的总称，其中原始层理的统一性已被破坏，单个颗粒被分散在流体介质中运动。

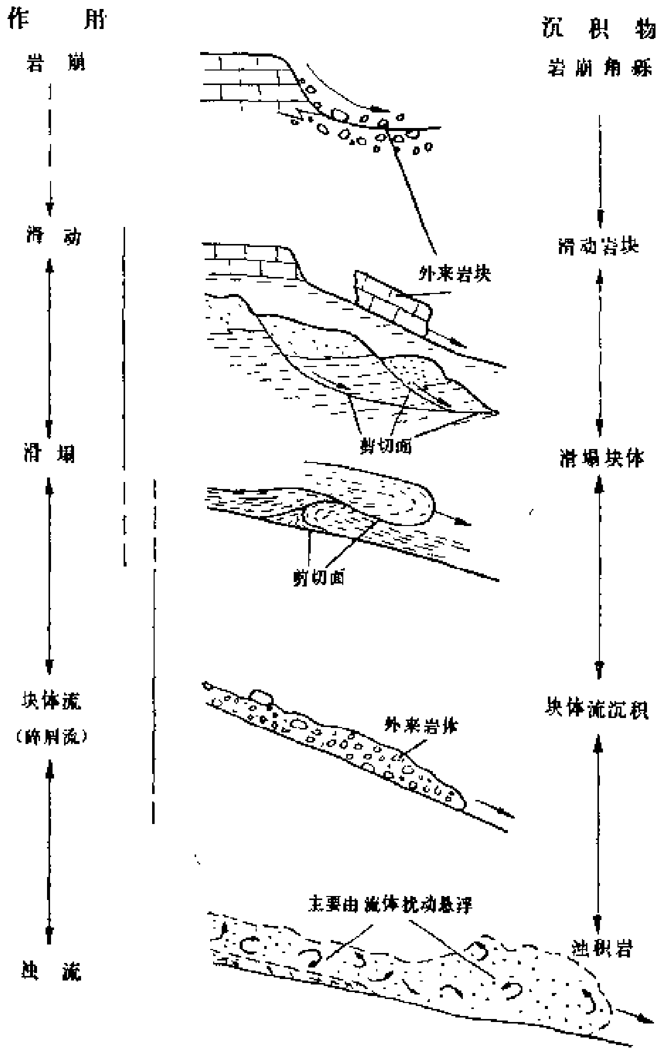


图 6-1 块体重力搬运作用及其沉积物
（据C. Kruit等，1975）

沉积物重力流流动的首要条件，是要克服沉积物块体因凝聚力和内摩擦力产生的块体强度。重力是引起颗粒下沉，产生紧密填集，形成高的内摩擦角的关键因素。因此，要使沉积物块体的强度减小，颗粒必须对抗重力作用而分散上举。这种使沉积物在流动中保持分散上举的作用，称为颗粒支撑的机理。G. V. Middleton和M. A. Hampton(1973, 1976) 根据流动中颗粒支撑上举的主要机理，将沉积物重力流分为四个端元类型：（1）碎屑流（基质强度支撑）；（2）颗粒流（颗粒相互作用支撑）；（3）液化沉积物流（超孔隙流体压力支撑）；（4）浊流（紊流支撑）（图6-2）。

上述类型都是以单一支撑机理为特征的理想流动。在实际的流动中，颗粒的支撑机理往往不止一种，但是其中必定有一种是主要的。另外，在沉积物重力流中，牵引作用在有些情况下也可以起作用。

二、碎屑流

碎屑流（泥石流）是粘滞性的含水泥基质和碎屑颗粒组成的、具有一定屈服强度的高密度流。在碎屑流中，较大颗粒因基质支撑而处于悬浮状态，基质的强度和浮力是支撑颗粒处于悬浮状态的基本因素。M. A. Hampton(1979) 通过实验与理论分析，提出了一个计算碎屑流起浮能力的公式：

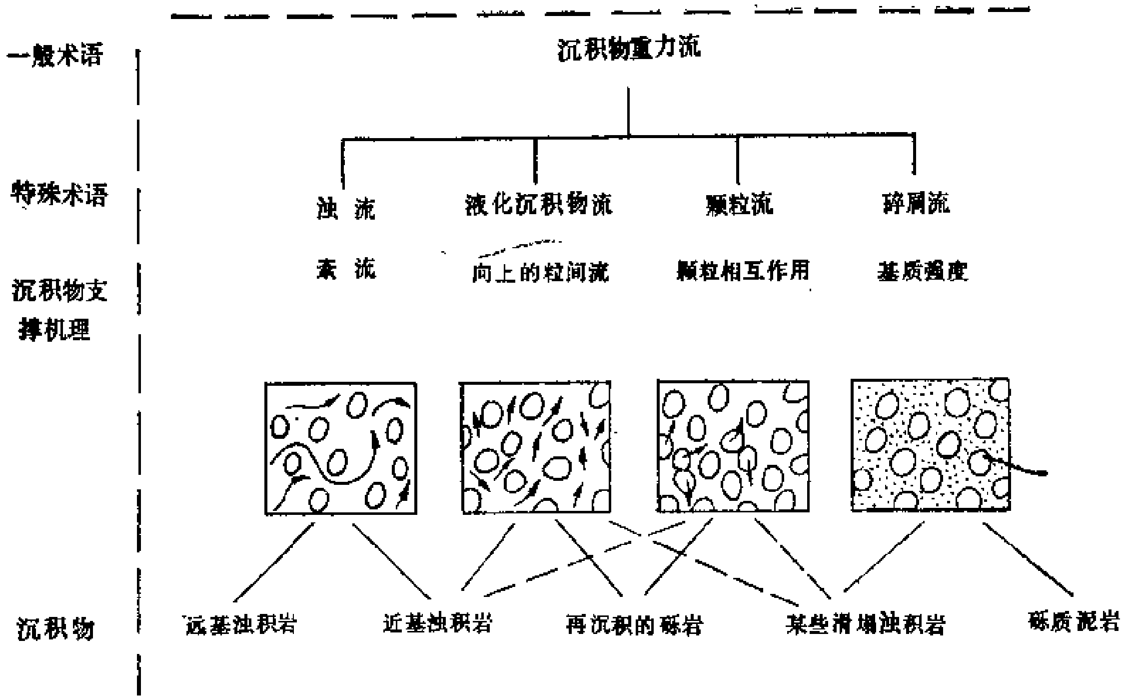


图 6-2 沉积物重力流的类型
(据G. V. Middleton和M. A. Hampton, 1976)

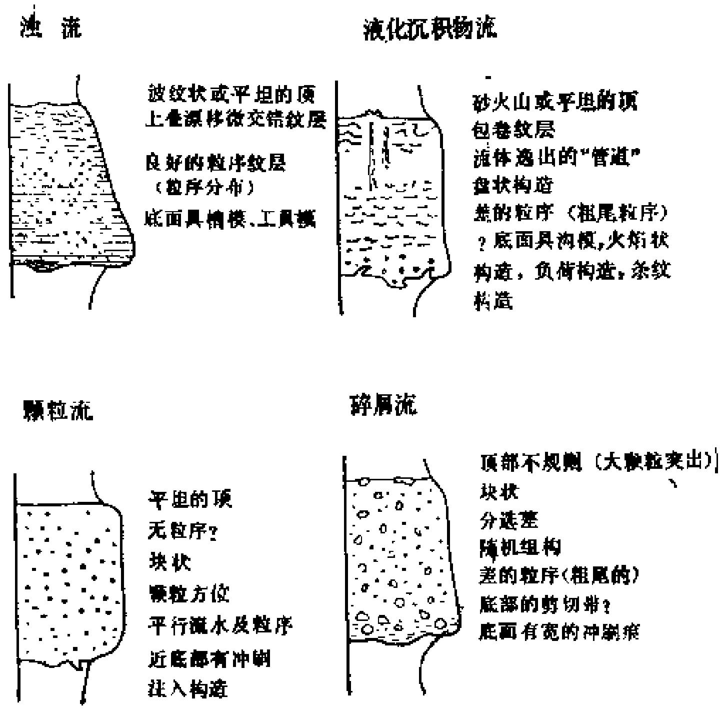


图 6-3 单一机理的沉积物重力流的沉积模式(主要表示构造特征)
(据G. V. Middleton和M. A. Hampton, 1976)

$$D_d=\frac{K(\text{常数})}{g\{\rho_g-[\rho_m+(\rho_g-\rho_m)C_g]\}}$$

式中 D_d——碎屑流起浮的颗粒直径；

g——重力加速度；

ρ_g——颗粒的密度；

ρ_m——基质的密度；

C_g——颗粒的浓度；

K——基质的屈服强度。

而$[\rho_m+(\rho_g-\rho_m)c_g]$实为碎屑流的总密度。

上式表明，碎屑流的悬浮能力与基质的密度和颗粒的浓度成反比。

碎屑流的比重一般在1.5—2.4，这种高密度的粘滞性流动，可以搬运巨大的岩块和巨量的沉积物。碎屑流搬运的岩块直径最大可达数米至数十米，重量可达数吨。通常，碎屑流在坡度为2—3°的斜坡上即可发生。一旦坡度变缓，重力产生的剪切分力不再超过沉积物块体的强度时，流动就会停止，立即发生沉积，形成特征的沉积物（图6-3）。

碎屑流沉积的突出特征是：（1）大小混杂，分选很差，巨砾和岩块呈漂浮状悬浮于较细的基质之中；（2）岩层呈块状，内部缺乏沉积构造；（3）岩层顶底界面截然，顶面常因大的砾石突出而呈不规则丘状起伏，底面平坦，有时在下伏岩层面上可见到滑动痕。

典型的碎屑流沉积是砾质泥岩，其中砾石悬浮在泥砂基质之中，反映流动中基质支撑的特点。然而在深水沉积中更为常见的碎屑流沉积，却是含粘土基质较少、具颗粒支撑组构的杂乱砾岩（图6-4之3），有时大的板状砾石可以漂浮在岩层顶部。这种沉积特征仅仅按基质强度支撑难于解释。虽然泥基质可以提供浮力，并滑润颗粒，防止摩擦作用的同步进行，但是却不能使颗粒分散上举。在基质含量低、颗粒浓度高的碎屑流中，颗粒之间很容易碰撞，由此产生的分散压力可能是砾石分散上举并漂浮于流体之中的重要原因。

三、颗粒流

颗粒流是指由松散的颗粒组成的、因颗粒相互碰撞产生的分散压力支撑的沉积物流。Bagnold(1956)认为，当松散的颗粒集合体受到剪切，颗粒间的相互碰撞将产生一种与剪切面垂直的向上的作用力，使颗粒分散。这种作用力称为分散压力。作用于颗粒的剪切力T与分散压力P的关系为：

$$\frac{T}{P}=\operatorname{tg}\alpha$$

式中的α为内摩擦角，代表颗粒接触的平均角度，并与颗粒的静止摩擦角近等。实验证明，颗粒流的内摩擦角为18°，这个数值相当于颗粒流起动所必需的坡度角。

在浓集的颗粒流中，颗粒承受的分散应力与颗粒的质量成正比。颗粒质量愈大（通常粒度愈粗），承受的分散应力也愈大，因此，可以悬浮于流体的上部。当坡度变缓，颗粒间的摩擦力大于重力产生的切应力时，流动就会突然停止，发生快速沉积。

理想颗粒流的沉积特征概括于图6-3，其中最重要的是反粒序。典型的颗粒流沉积是沿沙丘滑动面崩落成的前积层（图6-4之4），其厚度一般不超过5cm。在其它情况下很少见到真正的颗粒流沉积。造成这种现象的原因主要是颗粒流的产生需要的坡度太大（18—37°），在一般沉积环境中不易出现；其次，单一的分散压力很难支撑较厚的弥散状沉积物

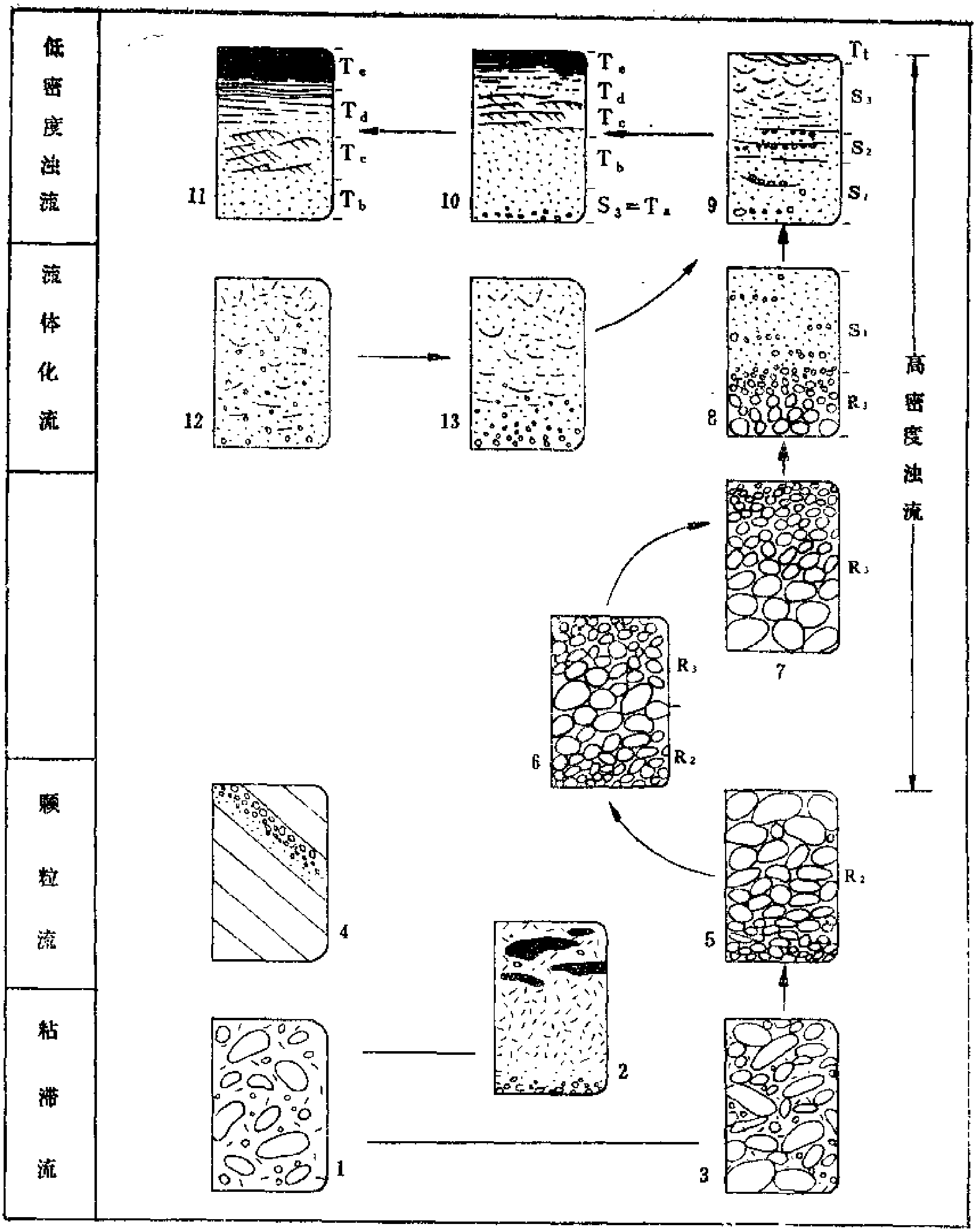


图 6-4 沉积物重力流的主要沉积类型及其可能的演变关系

无箭头的直线连接的单元可能是连续系列，但不是单一流动演化趋势的几个部分。箭头连接的单元可能是单一流动连续演化的部分。从1和3和3→5→6的转变是推测的，但是有可能出现 R. 砾岩 R_2. 反粒序的 R_3 正粒序的 S. 卵石砂岩 S_1. 平行层理或交错层的 S_2. 具反粒序的平行层理的 S_3. 正粒序的 T_t 平行层理及大型交错层中—细粒砂岩，代表粗粒的高密度浊流沉积之后的残余浊流沉积 T_a—T_e相当于布马序列的A—E段，因T_a为高密度浊流沉积，故以$S_3=T_a$表示之

（据D. R. Lowe, 1982）

的重量，因此很难造成具有一定规模的沉积物流。然而，颗粒碰撞产生的分散压力却可以作为次要的支撑机理出现在碎屑流及浊流中。自然界常见的具反粒序、含基质的砂砾岩（图6-4之5），可能就是由分散压力与基质的浮力上举联合支撑的流动造成的。这种沉积称为变密度颗粒流沉积（D. R. Lowe, 1976）。

四、液化沉积物流

松散填集的砂和粉砂沉积物在受到冲击时，孔隙流体压力会突然猛增，当其超过正常的静水压力时，超孔隙压力将使颗粒彼此分离，悬浮于孔隙流体之中，这种作用称为液化作用。一旦液化作用发生，被液化的沉积物流就会沿平缓的斜坡（3—10°）快速向下流动。如果孔隙流体上逸，超孔隙压力将会很快消失，从而引起沉积物自下而上的快速堆积，并形成特征的沉积构造（图6-3）。

通常，液化作用持续的时间很短，例如在一个10m厚的细砂层中，液化作用只能保持几个小时。由于这个原因，液化沉积物流很难长距离流动，也难于形成广泛的沉积。如果液化沉积物流向下坡加速流动，并因特殊原因超过临界雷诺数时，则可转变为浊流。单一机理的液化沉积物流在自然界的分布很有限，但是液化作用却是沉积作用过程中经常发生的一种作用，特别是在快速沉积作用的后期表现得尤为突出，常常造成一系列特征的沉积构造，如碟状构造、包卷层理、球状与枕状构造、沉积岩墙与岩脉、沙火山以及负荷构造等。

五、浊流

有关浊流的知识主要来自湖泊和实验室的研究。实验表明，浊流的流动特征主要取决于悬浮物的浓度、下伏地形的坡度和糙度、流体的扰动强度、流动与上覆流体的混合度以及悬浮物的粒度等。浊流的流动条件可以表达为：

$$\tau_0+\tau_i=\Delta\rho\cdot g\cdot h\cdot \alpha$$

式中 τ_0——底部剪切力；

τ_i——浊流与上覆水层间的剪切力；

$\Delta\rho$——两层流体间的密度差，称有效密度；

h——流动层的厚度；

α——底面坡度。

当密度差引起的重力超过了界面上及底面上的剪切合力时，流动就会发生。

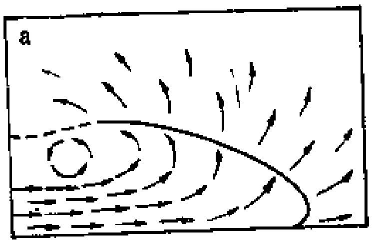
浊流一旦开始流动，紊流扰动所保持的密度梯度就可能是维持运动的主要动力。流体运动产生的紊流扰动引起沉积物悬浮，而悬浮体与上覆流体的密度差又推动流体运动，这样连续的循环，可以使沉积物达到完全悬浮而不沉积的程度。这种作用称为自悬浮作用（Bagnold, 1956）。浊流动能的损失主要是由于与底部发生摩擦引起的，如果这种损失能够为足够的重力梯度（坡度）补偿，流动就会无限制地继续下去。

自悬浮作用比较好地解释了浊流在盆地平原上的长距离搬运和在搬运中不断产生浊流沉积物的现象。在流动中，虽然沉积作用可以降低悬浮物的浓度，减小流动的强度，但是，在平坦的水底，它们仍可流动很远。当然，这种情况只有在大规模的浊流发生时才能出现。

浊流的浓度一般认为在1.5—2g/cm³左右。浓度太小，流速缓，扰动差，浊流易于扩散消失；浓度太大，扰动变弱，达不到自悬浮，也不能长距离搬运。浊流流动所需的坡度

很缓，一般认为在0.001°以上。坡度太陡易于使浊流与上覆水体混合消散。

根据实验，浊流在流动中按水动力条件可以分为三个区段：头部、体部和尾部（图6-5）。头部厚度最大，水动力条件最强，其流动样式和内部性质也较为特殊。在平面上，头部流动呈撒开的叶状体。在头部边界以内，流动环绕头部呈一系列大的漩涡，向前向上发散、上扫。体部的厚度比较均匀，流动近于稳定状态。尾部的厚度迅速减薄，密度与流速也很小。在体部与上覆水体之间，可因混合作用产生低密度的被载运层，跟在体部后面流动。



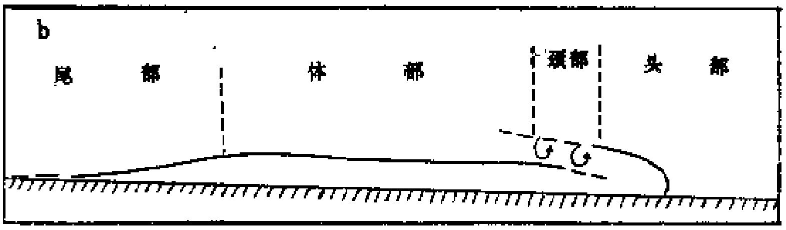


图 6-5　浊流的纵剖面及头部周围流动样式示意图
（据G. V. Middleton和M. A. Hampton, 1973）
a. 头部内部和周围的流动；b. 浊流分段示意图

头部由于扰动强烈，即使最粗的颗粒也可以呈悬浮状，因此没有沉积发生，但是对下伏的泥质沉积物却有明显的侵蚀作用，造成一系列冲刷痕。头部后面有一个很小的区段，称为颈部，在这里由于涡流分裂，部分沉积物将损失，较粗粒的物质又可再次加入体部的运载系统，继续向下流动，而较细物质则进入上覆的混合带。在浊流运动中，主流经常不断地向头部供应密度较大的流体，以补充其物质损失。与此同时，体部则发生沉积，其沉积速率决定于悬浮物的粒度、沉速和流动态（flow regime）。如果沉积很快，可造成粒序层；如果流体变稀，沉积缓慢，在悬浮沉降的同时还会受到牵引作用。浊流尾部的密度、厚度和沉速都显著变小，其沉积物主要是从悬浮体中缓慢沉降的粉砂和粘土。

第三节　浊　积　岩

自从提出浊流和浊积岩的概念以来，人们对那些分布最广、层位稳定、岩层规则平整并可用鲍玛序列描述与解释的砂质浊积岩进行过极其广泛的研究。这种浊积岩称为典型浊积岩（R. G. Walker, 1978）。除了典型的浊积岩外，深水沉积中还见到一些不能用鲍玛序列解释的粒度较粗的砂岩和砾岩。这些岩石一般具沟道状形态，底板有槽模和沟模，具粒序或呈块状，有时尚见平行层理、交错层以及砾石的叠瓦组构等。这些特征反映它们主要是在紊流的支撑下搬运的。一般认为，粗砂和砾石级颗粒在流动中仅仅因紊流向上的作用不能完全悬浮，只有在粒度范围大、颗粒浓度高（>20%）的流动中，在紊流、颗粒阻碍沉降、细粒基质的浮力以及分散压力的联合支撑下才能呈悬浮状大量搬运。这种以紊流支撑为主的颗粒浓集的流动，D. R. Lowe(1982) 称为高密度浊流。由于这些沉积物主要分布于近物源区，所以我们将它们称为近基的粗粒浊积岩。

一、典型浊积岩

典型浊积岩是由砂岩、粉砂岩或粒屑石灰岩与深水的泥质岩或泥灰岩组成的单调互

层，共主要特征可以归纳为以下几点：

1．岩层形态规则平整，层位稳定，可以在较大范围内追索。

2．岩层在垂向上具有明显的粒序性，砂质层与上覆泥质层呈渐变关系。

3．砂质层底界面截然，底板具有特征的印模构造，如冲刷模（槽模）、压刻模（沟模、刷模、跳跃模等）以及遗迹化石等。槽模与沟模是良好的古流向标志，遗迹化石是深水环境的标志。

4．砂质沉积物分选中等—差，常常含有较多的基质。

5．岩层内部具有特定的构造序列（鲍玛序列）。

6．生物化石较少，有时砂质层含再沉积的浅水化石，页岩中含深水化石。

7．缺乏暴露与浅水成因的标志，如根土岩、干裂和浪成波痕等。

浊积岩研究中最有意义的成果之一是鲍玛序列，它表示在浊积岩的垂向序列中各种沉积构造均按一定的次序出现（A. H. Bouma, 1962）。理想的鲍玛序列共有五个层段（图6-6），每个层段均可按一种沉积构造确定（A. H. Bouma, 1978）。

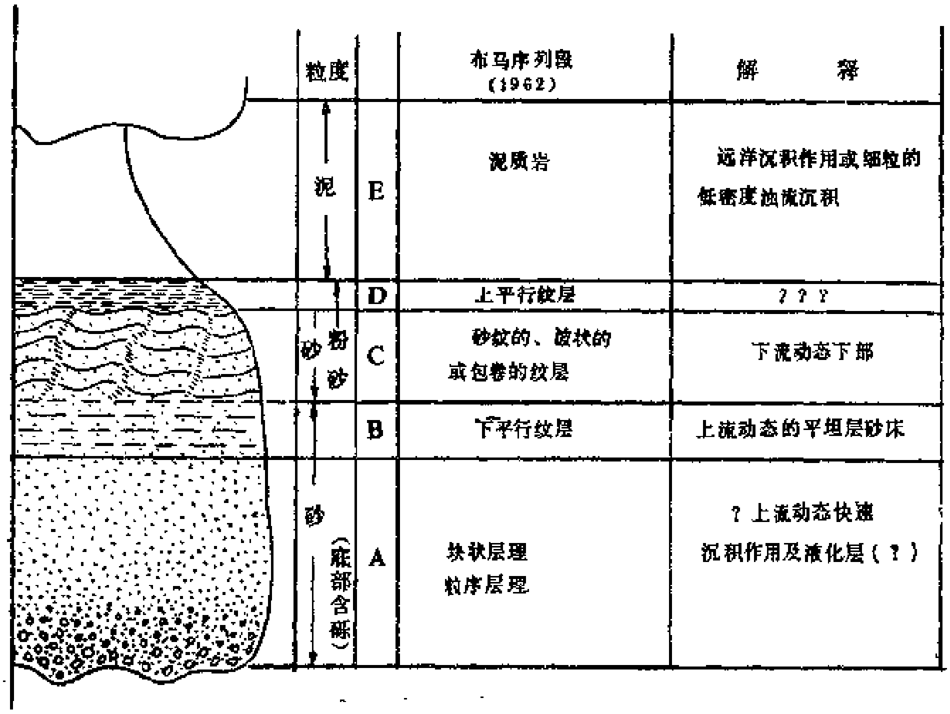


图 6-6 理想的浊积岩构造序列

（据A. H. Bouma, 1962。解释据R. G. Walker, 1965；Walton, 1967；G. V. Middleton, 1967）

A．粒序层或块状层理段。该段除粒序层外再无其它沉积构造，说明是从悬浮体中快速沉积的。由于沉积很快，粒序层也可因早期液化作用破坏面呈块状。A段底部可以含细砾及卵石，粒序砂长轴多平行于古流向排列。

B．下平行纹层段。以中—细砂为主，与A段呈渐变关系。

C．流水沙纹交错层段。主要由细砂和粉砂组成。交错纹层可以变形呈包卷状。

D．上平行纹层段。主要为泥质沉积，常含数量不定的细砂和粉砂。

E．泥质岩段。由泥质或粘土组成，常具生物扰动构造。

在野外露头上，D段和E段往往不易区分，因此Walker将它们合并在一起称为E。

60年代以来，许多人按流动态的概念解释鲍玛序列，认为A段和B段代表上流动态，C段代表下流动态，D段和E段可能是浊流尾部的细粒物质缓慢沉积的。A段至E段反映了一次浊流水动力条件从强至弱的连续演变。

鲍玛序列本来是一个描述性的模式，但现在却同成因解释联系起来了。R. G. Walker (1976, 1979) 还将其作为论述相模式的基础。R. D. Winn和R. H. Doff(1978) 认为，这种用法有碍于人们对深水碎屑搬运过程中各种作用的进一步研究。实际上，自然界完整的鲍玛序列并不普遍，即使在完整的鲍玛序列中，除了A段之外，其它层段的成因几乎都有争论。例如B段的水平纹层多为弥散状，缺乏牵引流平行纹层的剥离线理(G. V. Middleton和M. A. Hampton, 1976)。C段的纹层可以有多种成因，因此研究中必须区分哪些是浊流成因的，哪些是等深流改造的。D段的上平行纹层还没有理论与实践的解释。E段的解释就更麻烦，有人认为E段含深水的或浮游的生物化石，可能与浊流无关，也有人认为下部是浊积成因，上部为远洋的或半远洋的沉积。

二、近基的粗粒浊积岩

粗粒浊积岩按组构特征可以分为：(1)块状砂岩，(2)含卵石砂岩和(3)碎屑支撑的具组构的砾岩三种类型。

1. 块状砂岩

块状砂岩通常缺乏粒序，与之成互层的泥质岩很薄或缺失，因此在剖面上常常彼此叠置成很厚的砂岩复合层。块状砂岩普遍具水道形态，层面不平行。底板可见规模巨大的冲刷模和压刻模，有的槽模长度可达1m。砂岩内部缺乏沉积构造，偶而有碟状构造出现，反映它们是在快速沉积之后立即液化成的。

2. 含卵石砂岩

主要由含卵石的粗砂组成，具粒序或发育水平层理及中型交错层，层理常由富卵石的及贫卵石的薄层交互而成，层系厚5—10cm左右至20—30cm，砂岩多呈透镜状，冲刷水道普遍，与之成互层的泥岩少见。在少数情况下，可以见到从平行层理或交错层 (S_1)→薄的反粒序水平层理 (S_2)→粒序的或块状层理 (S_3) 的递变序列 (图6-4)。

3. 碎屑支撑的具组构的砾岩

这种砾岩的突出特征是具有正粒序或反—正粒序，砾石常呈叠瓦状排列。与浅水砾石截然不同的是，这种砾石的长轴平行古流向，并逆流倾斜，反映它们没有沿底床滚动过，而是呈悬浮状搬运的。

粗粒浊积岩的不同岩相常单独产出，但是也可形成特定的沉积序列 (图6-4)。例如，在陕西富平中—上奥陶统的深水碳酸盐岩中，就发现有从反-正粒序的石灰砾岩→粒序的卵石砂屑石灰岩→具鲍玛序列B、C段的砂屑石灰岩→粉屑泥晶石灰岩的连续演变序列 (梅志超等，1986)。这种序列可能是在同一流动中通过几个不连续的沉积作用高潮依次堆积的。

第四节　浊积岩的分布及其与油气聚集的关系

浊积岩的分布主要受地形及补给物源的沉积物重力流性质的控制。在深水盆地的斜坡

基部，由于沉积物重力流的流速骤减，以及水道的分支和改道，流动中粗粒物质可以快速卸载，形成扇状碎屑堆积体——水下扇，而较细粒物质则继续被搬运，直至平坦的盆地平原，并沿盆地轴向低凹地形流动和沉积，形成纵长分布的浊积砂体。因此，按照沉积物重力流沉积的古流向模式和岩相组合，可将浊积岩的分布概括为水下扇与盆地平原二种模式。

一、水下扇

水下扇又称浊积扇。它们既可出现在海底，也可出现在湖底。海底扇产在大陆坡基的海底峡谷口；湖底扇主要产在扇三角洲前坡的基部。

（一）海底扇

1．现代海底扇

现代海底扇的扇面在横向上可以分出三个主要环境单元：（1）水道，（2）天然堤和（3）水道间；在径向剖面上可分为上部扇、中部扇和下部扇（图6-8）。

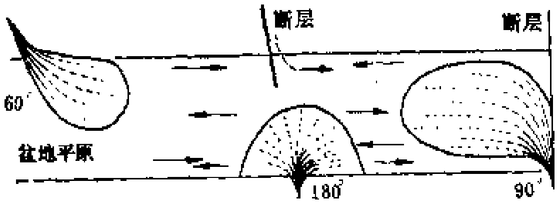


图 6-7　浊积扇及盆地平原的古流向模式
（据F. Ricci-Lucchi, 1975）

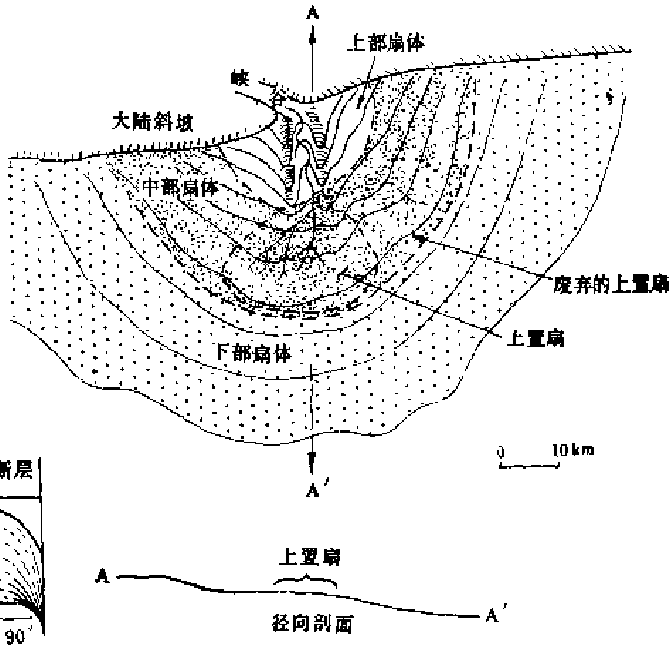


图 6-8　现代海底扇模式
（据Normark, 1978）

上部扇呈向上弯曲的曲线状剖面，地形不平坦，具扇谷（主水道）和天然堤。谷宽0.1—10km不等，谷底与天然堤项相差数十至二百米以上。沉积性的谷地可高出相邻扇面数十米。中部扇以上置扇舌状体为特征，它们可因扇谷改道经常改变位置。单个上置扇扇谷分支开始，到水道终点出现平坦的砂质叶状体为止。上置扇水道深可达数十米，宽1km左右，水道外没有天然堤，因此经常改道、废弃。下部扇地形平坦，与盆地平原很难区别。

海底扇的粗粒沉积物主要通过水道系统搬运，但各个扇的沉积类型则可因物源不同差别甚大。一般说来，较粗粒的沉积限于上部扇，砂质沉积物充填于分支水道，或在扇端呈舌状体散布，较细物质沉积于下部扇，或因溢岸流搬运，在天然堤或水道间沉积。

2．古海底扇模式

古代的海底扇主要是根据古流水样式、近基相的特征以及剖面沉积序列的分析推断的。古代海底扇的形态很难确定，唯一可用的标志是古流水系统的放射状样式。在岩性

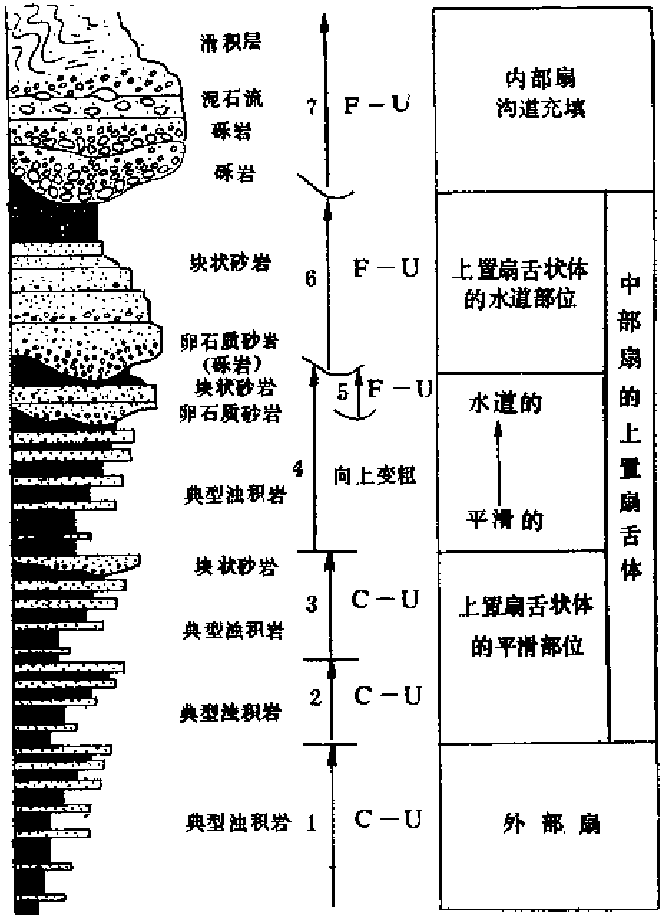


图 6-9　海底扇的进积序列

C-U代表向上岩层变厚、颗粒变粗的序列；F-U代表岩层向上变薄、颗粒变细的序列

（据R.G.Walker，1978）

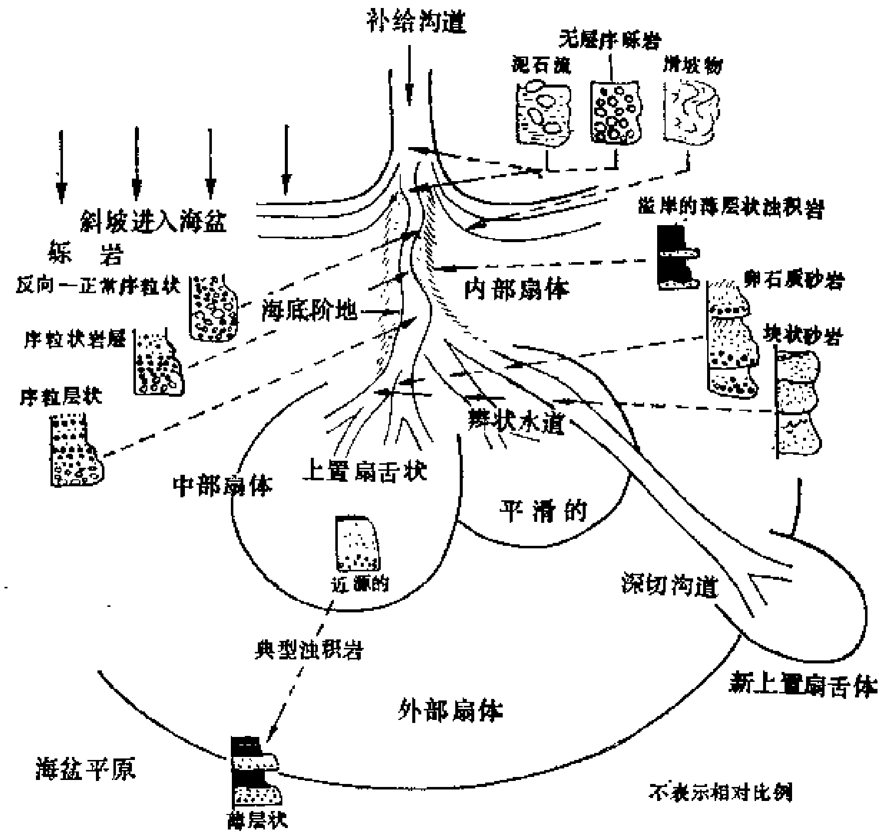


图 6-10　海底扇的沉积环境和岩相模式图

（据R. G. Walker，1978）

上，近物源区主要为厚层的碎屑流沉积及粗粒浊积岩，岩体呈水道化形态，横向上与粉砂和泥质沉积呈突变接触。远离物源区，岩性逐渐变细，层位也较为稳定。复理石沉积的研究发现，海底扇沉积有两种特征的沉积序列：一种是向上岩层变厚、粒度变粗的序列，另一种是向上岩层厚度变薄、粒度变细的序列（图6-9）。前一种序列类似于三角洲叶状体的推进，代表海底扇向盆地方向的进积作用；后一种序列类似于河道的侧向加积或废弃充填，属于扇水道沉积。

70年代以来，R. G. Walker（1976，1978）曾连续发表文章论述海底扇模式，其最后概括的理想扇模式如图6-10所示。内部扇主要为厚层的砾岩和泥质岩，分别代表水道和岸外沉积。泥质沉积中常夹有砂及粉砂薄层，古流向与主流道不一致。在内部扇的上部常见砾石质泥岩及滑塌沉积。中部扇（上置扇）以块状砂岩和卵石质砂岩为主，古流向呈放射状，单个砂体呈沟道形态的透镜体，或彼此连接为舌状体，舌状体之间为泥质沉积分隔。在中部扇外部的无水道区及外部扇为岩层规则的典型浊积岩。外部扇的浊积岩与盆地平原的浊积岩很难区分。

R. G. Walker的模式发表后，在地质文献中被广为引用。但是，近些年来却受到一些批评。例如，有人认为，把物源与地貌特征不同的各种海底扇综合为一个简单的万能模式，必将使人误入歧途（T. H. Nilsen，1980）。现代扇模式是根据地貌的研究和少数表层沉积物的观察得出的，而古代扇模式则是通过对巨厚的孤立露头的沉积学和地层学的研究综合的，因此不能急于将二者结合为一种模式，更不能将根据沉积特征划分的古代扇体分区与根据地貌特征划分的现代扇体的分区等同。还有些人认为，扇模式有很大的局限性，大部分浊积岩不能用扇模式解释。R. G. Walker强调按岩相特征确定环境的方法是不可取的，把相与环境一一对应起来的模式是荒谬的（K. J. Hsü等，1980）。

R. G. Walker的扇模式是通过对现代海底扇及古代浊积岩的研究综合成的理想模式。这种把沉积作用、岩相组合和环境特征融为一体考虑的尝试，对于开阔人们的思路，帮助人们了解深水碎屑岩相的分布和环境格局无疑是有益的。但是，不应把它作为一个对比的标准机械地套用。因为浊积岩的分布主要同沉积作用有关，而与具体的亚环境并无直接联系。正确的分析方法应该是首先解释沉积作用，然后再通过相的分布去追索环境的格局。

（二）湖底扇

1、现代的湖底扇

在现代湖泊中，浊流可因河流的直接注入形成，也可因滑坡产生。与河流直接注入有关的湖底扇可以瑞士日内瓦湖为例，其中水下河道从罗讷河口一直延伸至水深250m处。主河道宽200m，深15m。河道两侧有天然堤，在水深200m处天然堤消失。河道沉积主要为细—中砂，天然堤为泥质沉积夹细砂层。天然堤消失后，出现扇状砂质沉积，其分布可延至湖盆平原（图6-11）。

在我国云南的抚仙湖及瑞士的苏黎世湖中，发育滑坡成因的湖底扇。抚仙湖是一个地堑式的断陷盆地，湖底扇发育在三角洲前坡（图6-12）。从三角洲前缘至水深100—200m的湖底为砾、砂、泥的混合沉积，泥含量达30%，单层厚6—8cm，具粒序。其上有宽数十米至上百米、深1—2m的侵蚀谷地。在深度达100m以下的地方，沉积物由含砾的中、粗砂渐变为粉—细砂层。水深150m以下，则以含泥的粉砂为主，剖面上粒序层发育，沉积体呈几个大的舌状体散布。舌状体之间有宽10—20m、长数百米的槽状凹地。南部的浊

积砂体主要呈伸长状，沿盆地轴向分布，物源为湖泊东岸的几个冲积扇，浊流自南而北沿湖盆凹槽流动，砂体长达16km（孙顺才等，1981）。

2．古代的湖底扇

在我国中、新生代陆相含油盆地中，常常发育与深湖相泥岩伴生的扇状碎屑沉积体系。它们在横剖面上呈透镜状，平面上呈扇状，形态与陆地上的冲积扇类似，但是其沉积产物却是以浊积岩为特征的重力流沉积系列。一般说来，在湖底扇的近基地区主要为厚度较大的砂岩与砾岩，向盆地方向渐变为典型的浊积岩（李继亮等，1978；赖婉琦，1984）。湖底扇的沉积特征主要取决于沉积时的构造背景、物源和盆地内的地形状况。在湖盆陡岸一侧，扇三角洲的滑坡常造成规模较大的粗粒湖底扇沉积；在坡降较缓的三角洲前坡，则以洪泛河水的直接注入而成的薄而细的前缘浊积扇为特征。后者规模较小，并与上覆的三角洲沉积呈渐变关系。

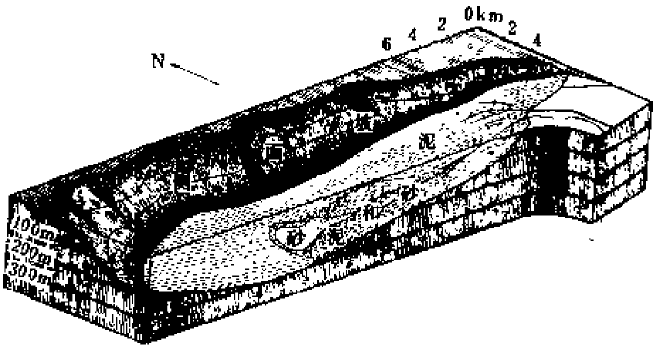


图 6-11　日内瓦湖东部沉积环境图
（据Houbolt和Jonker，1968）
1．侧面坡；2．泥；3．泥和砂；4．砂

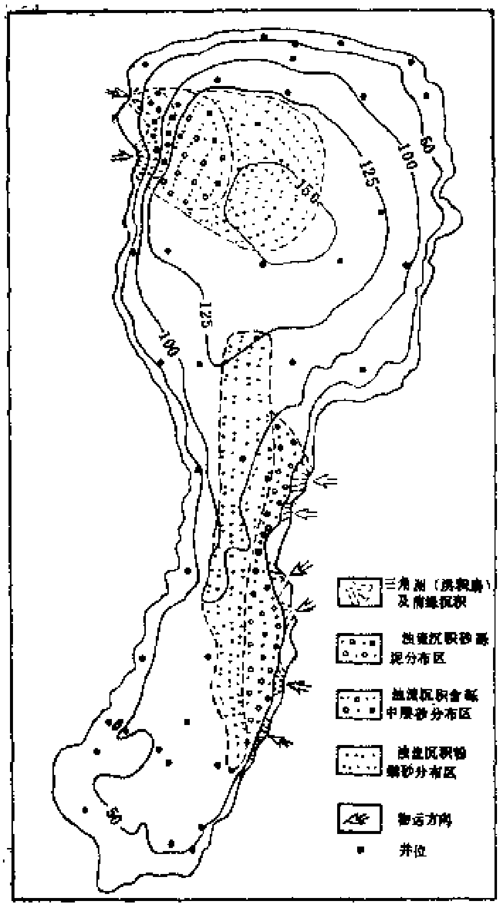


图 6-12　抚仙湖浊积砂体平面分布图
（据孙顺才等，1981）

有关粗粒湖底扇的研究资料较多，它们在沉积特征上与R. G. Walker的海底扇模式有许多类似之处，也可分为内部扇、中部扇和外部扇。例如辽河油田第三系大凌河油层组的一个湖底扇，扇体宽5—6km，长15km，砂砾岩最厚达1000m。砂砾岩从内部扇向外部扇厚度逐渐变薄，粒度逐渐变细（陈溥鹤，1982）。按高延新等（1985）的描述，内部扇以水道化的杂乱砾岩和近基浊积岩为特征，序列上部为砂岩与泥岩的薄互层（图 6-13），后者可能是天然堤沉积。中部扇为不夹泥质岩的巨厚的砂砾岩与砂岩的复合层，砂砾岩单层具粗尾粒序或反—正粒序，砂岩为正粒序或块状。这套沉积被解释为缺乏天然堤的辫状水道反复迁移叠置所致。具布马序列的砂质浊积岩被解释为中部扇前缘无水道区的舌状体。外部扇主要为薄层的粉砂岩与泥质岩的互层。

（三）水下扇与油气聚集的关系

在水下扇中，中部扇是砂岩厚度较大、粒度较粗的相带。由于上置扇舌状体经常迁移

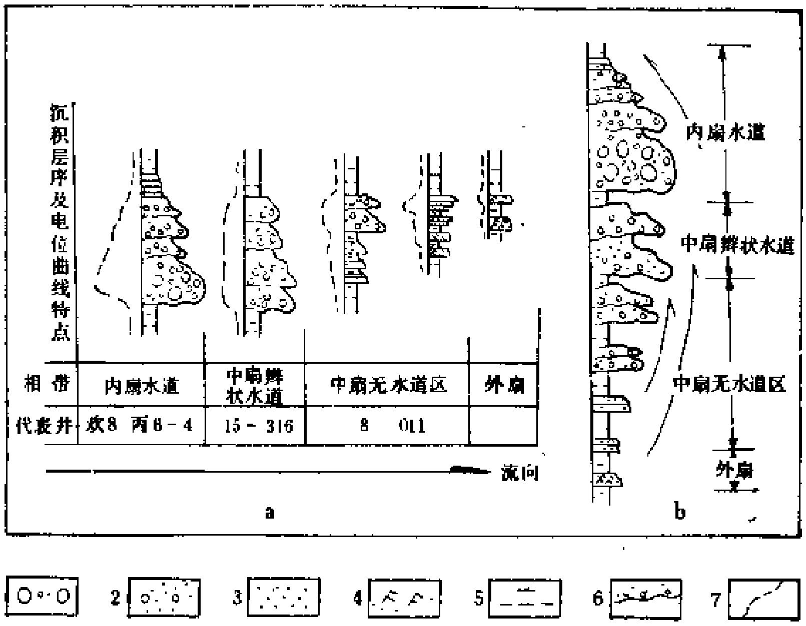


图 6-13 辽河油田大凌河油层组湖底扇的垂向序列沿流向的变化

1. 粗砾岩 2. 砂砾岩 3. 砂岩 4. 泥质粉砂岩 5. 泥岩 6. 冲刷面 7. 电位曲线

(据高延新等，1985)

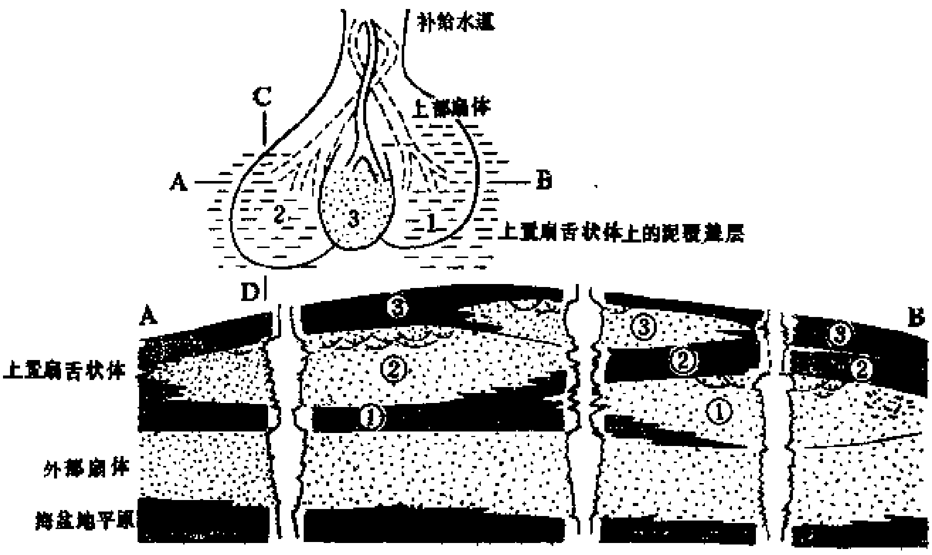


图 6-14 进积的中部扇及外部扇体系的臆想剖面图

1、2、3表示上置扇舌状体迁移的次序，每个上置扇体侧傍的泥质沉积都覆盖在老的扇体之上

(据R. G. Walker, 1978)

与废弃，废弃后又为较厚的泥质沉积层覆盖，所以单个上置扇舌状体可以被泥质沉积封闭（图6-14），为油气聚集提供良好的圈闭条件。如果内部扇水道为砂质沉积物充填，也可成为有利的储集层。

目前发现的海底扇油气田还不多。据报导，北美加利福尼亚的一些大陆边陲盆地和西欧北海地区的一些油气田，如格里米（Grimes）气田、福蒂斯（Farties）油田和蒙特罗（Montros）油田等，其储集层是属于海底扇的中部扇及内部扇的浊积砂体。

湖底扇的浊积砂体是我国东部断陷盆地的一类重要储集岩系，几乎在各个油田都有报导。一般认为，最有利的储集相带是中部扇舌状体的砾状砂岩和砂岩。在辽河油田，内部扇水道沉积的砂砾岩也是有利相带，形成了一定规模的油田（陈溥鹤，1982）。

值得指出的是，按地下资料确立的水下扇往往引起激烈争论。例如美国加利福尼亚州文图拉盆地上新统列佩托组的浊积岩储集层R. G. Walker（1978）根据电测曲线解释为典型的上叠扇，而许靖华等（1980）则解释为沿盆地平原轴向充填的带状浊积砂体。在我国，对东部断陷盆地的某些储集层也存在有湖下扇与扇三角洲的争论。这些争论除了认识上的分歧外，与使用的方法也大有关系。地下的古水下扇，主要是根据电测曲线上表现的向上变粗的进积序列和水道产生的向上变细的序列以及砂岩厚度图确定的。如果缺少深水背景资料和水下扇系统的浊积岩的直接证据，是很难同三角洲沉积区别的。

二、盆地平原

盆地平原是指深水盆地底部地形十分平坦的地区。地震资料表明，深海平原的这种平坦地形是浊流沉积充填的结果。

盆地平原以典型的浊积岩为特征，其岩相主要为单调的砂岩与页岩互层。砂页岩比接近于1或更小。砂岩主要为中一细粒状，单层厚可从数厘米到数米，横向上往往延伸较远，有的甚至可达100—200km。在狭长盆地中，浊流主要沿盆地轴部的凹槽流动，因而可以造成厚度较大的带状砂体。通常，在近物源区，浊积岩粒度较粗，厚度较大，顺流向下逐渐变细、减薄。然而，由于浊流主要靠它的动能流动，所以与遇到低凹地形时，可以造成局部增厚的沉积。如果浊流有多个物源存在，那么伸展砂体的粒度变化将会复杂得多。

狭长盆地浊流纵向搬运模式，对于指导石油勘探有重要意义。这种模式认为，大多数浊积成因的储集砂体分布在盆地的中心地区及最深部位。这里生、储、盖条件配套，储集层为两侧的泥质沉积所限，可构成良好的圈闭条件。

美国加利福尼亚州文图拉油田的上新统储集层，许靖华等（1977，1980）认为是一个盆地平原相的伸长状浊积砂体。其中大多数储集砂层分布在盆地轴部的洼槽中，单个砂层具粒序，厚数厘米至数米，它们常常复合叠置成厚度大于30m的块状砂岩层。古地理研究表明，砂是沿盆地纵长方向搬运的。

湖盆平原相的浊积砂体也十分常见。例如，鄂尔多斯盆地上三叠统延长组长6—7油层段，在吴旗、甘泉以南，环县、长武以北及以东地区，是一套分布面积广阔的湖盆平原相的黑色泥岩、油页岩夹典型浊积岩的深水相岩系。浊积岩层位比较稳定，粒序及布马序列清楚，底板具发育的槽模与沟模，单层厚数厘米至1 m，砂岩段厚一般为10—20m，最厚可达50m以上。浊积岩的展布方向和古流向与湖盆长轴接近一致。在大庆油田、大港油田以及中原油田的湖盆平原相地层中均发现有带状的浊积岩储集层。大港油田第三系沙一段板Ⅲ油层组的浊积砂体，单层厚3—5m，砂组厚50m，砂、泥比约6:1，砂岩分选中等，孔隙度达15%（张服民等，1981）。大庆油田的白垩系嫩江组一段萨零、萨一油层组的浊积砂体夹在深湖相的黑色泥岩中，砂体最厚部分分布在凹陷最深的部位，层位稳定，但横向变化大（蔺毓秀，1986），也属于纵向充填的带状浊积砂体。

主要参考文献

1．孙顺才等，1981，云南抚仙湖现代浊流沉积特征的初步研究。科学通报，第四期。

2．李继亮等，1978，我国几个地区浊积岩系的特征。地质科学，第一期。

3．陈涛鹤，1982，大凌河浊积砂体与油气富集。石油勘探与开发，第二期。

4．张服民等，1981，黄骅盆地第三纪沉积史与环境特征。石油与天然气地质，第二期。

5．高延新等，1985，辽河盆地大凌河油层湖底扇沉积特征。沉积学报，第四期。

6．梅志超等，1986，陕西富平中一上奥陶统深水碳酸盐重力流沉积模式。沉积学报，第一期。

7．赖婉琦等，1984，渤海湾含油气盆地中的浊积岩。沉积学报，第四期。

8．阖毓秀，1986，松辽盆地北部姚家组水进三角洲沉积和嫩一段浊流沉积。沉积学报，第二期。

9．H. E. 赖内克和I. B. 辛格，1973，陆源碎屑沉积环境。陈昌明、李继亮译，石油工业出版社。

10．O. E. 韦塞，1978，深水砂岩油藏古代实例和现代概念。吴伟译，石油工业出版社。

11. Blatt, H., Middleton, G., Murry, P., 1980, Origin of sedimentary rocks (second edition). Prentice-Hall, Inc., Englewood cliffs press, New Jersey.

12. Bouma, A. H., 1978. Bouma sequence. in: Faibridge, R. W., Bourgeois, J., eds., The Encyclopodia of sedimentology. Dowden, Huthinson and Ross, press Inc., Pennsylvania, p. 78—81.

13. Friedman, G. M., Sanders, J. E., 1978, Principles of sedimentology. John Wiley and Sons, New York.

14. Hampton, M. A., 1979. Buoyancy in debris flow. J. Sedim. Petrol., Vol. 49; No. 3, p. 753—758.

15. Hsu, K. J., Kelt, K., Valentine, J. W., 1980, Resedimented facies in Ventura basin, California, and model of longitudinal transport of turbidity currents. Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull., Vol. 64, No. 7, p. 1034—1051.

16. Lowe, D. R., 1982, Sediment gravity flow: Ⅱ. Depositional models with special reference to the deposite of high-density turbidity current. J. Sedim. Petrol. Vol. 52, No. 1, p. 279—297.

17. Nilsen, T. H., 1980, Modern and ancient submarine fan: Discussion of papers by R. G. Walker and W. R. Normark. Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull., Vol. 64, No. 7, p. 1094—1099.

18. Rupke, N. A., 1978, Deep clastic seas. In: Reading, H. G., ed., Sedimentary environments and facies, Blackwell Scientific Pub., London, p. 372—415.

19. Walker, R. G., 1978, Deep-water sandstone facies and ancient submarine fan: models for exploration for stratigraphic traps. Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull., Vol. 62, No. 6, p. 932—966.

20. Winn, R. D., Dott, R. H., 1978, Submarine-fan turbidite and resedimented conglomerate in a Mesozoic arc-rear marginal basin in southern South America. In: Stanly, D. J., and Kelling G., eds., Sedimentation in submarine canyons, fans, and trenches. Dowden Hutchinson and Ross. press Inc., Pennsylvania. p. 362—376.

第七章　三角洲沉积与油气聚集

第一节　引　言

三角洲（delta）一词最早是由希腊学者Herodotus（公元前约450年）提出的，原意是指一条河流在海边堆积沉积物的三角形区域。在现代地质学中，人们所熟悉并采用的则是I. Barrell（1912）的三角洲定义，即“三角洲是河流在一个稳定的水体中或紧靠水体处所形成的、部分露出水面的一种沉积物。”这个定义基本上是正确的，因而得到了较多地质学家的赞同。例如，D. Moore和D. O. Asquith（1971）就把三角洲定义为：“在水体（海洋或湖泊）中，主要由河流作用沉积的陆上与水下相接的沉积体。”实际情况也是如此。在河流注入海洋或湖泊的地方，水流搬运泥砂的能力急剧减弱，被搬运的物质必然很快沉积，在河口区附近的陆上和浅水区堆积大量的碎屑物质，形成以陆上到水下连续的锥形沉积体，这就是三角洲。现代世界上许多大河入海处都有巨厚的三角洲沉积，如尼罗河、密西西比河、尼日尔河、亚马逊河、长江、黄河、湄公河等。这些三角洲的形状有的呈三角形或扇形，有的外形则比较复杂而不很规则。

通常按入流盆地性质的不同，将三角洲分为两大类型：海洋的（或海岸的）和湖泊的。由于海洋三角洲一般规模较大，分布面积广，沉积厚度大，历来为地理学家和地质学家们所重视，所以，通常提到三角洲主要是指分布在海陆过渡地带的海洋三角洲。应当指出，大型淡水湖泊三角洲的规模有时也相当可观，十分重要，不容忽视。

海洋三角洲的系统性调查与研究，仅始于本世纪二十年代。特别值得指出的是，在第二次世界大战结束以后，美国许多地质学家对墨西哥湾海岸三角洲及其第四纪和第三纪沉积历史的研究，不仅在该地区找到了重要的油气田，而且在三角洲沉积学研究方面也作出了卓越贡献。从50年代起，有关密西西比河三角洲沉积和油气资源的许多论著，涉及三角洲的形成和发育历史、沉积特征、沉积环境和旋回沉积作用，以及油气分布等各个方面，无论是对实际资料的分析或是理论性的总结，都是很精辟的。在此基础上提出的密西西比河三角洲模式，曾被誉为标准的海洋三角洲沉积模式。尽管后来有些作者指出，在注意到不同三角洲之间基本相似的同时，不应低估各三角洲之间在构造和岩性方面有显著的差异；但作为对比研究来说，密西西比河三角洲模式仍具有重要意义。

与此同时，过去四十余年中对其它现代的和古代的三角洲也做过广泛研究，出版了许多有价值的论文集，其中有的偏重于沉积学理论，有的则是专门讨论三角洲与煤和油气的生成及分布的关系。这不仅显示了在沉积学研究领域内，三角洲的研究达到了相当深入的程度，尤为重要的是更加证实了油气的生成和聚集与三角洲沉积的密切关系。

三角洲的巨大经济价值早已得到公认，仅油气资源一项就相当引人注目。近三十余年来的油气田勘探成果表明，三角洲油气资源的确十分丰富，潜力颇大。世界上已发现的许多油气田都与三角洲沉积有关，其中很多是大型的和特大型的油气田。著名的如科威特的

布尔干油田，属世界上第二特大型油田，它的主要产层——布尔干砂岩就是三角洲沉积；世界上第三特大油田——委内瑞拉马拉开波盆地的玻利瓦尔沿岸油田，可采储量$42\times10^{8}t$，亦属三角洲沉积；含油丰富的美国墨西哥湾盆地内大部分油田的产层砂岩，被认为属三角洲沉积；其它如非洲尼日尔河河口区第三系油田，以及加拿大的阿萨巴斯沥青矿等，均与三角洲沉积有关。

现在世界上还有不少三角洲尚未做详细的地质勘探工作，研究程度较低，有的国家仍致力于三角洲的找油工作，显然在这方面还有很大潜力。在我国，近十余年在一些大河流的入海处，特别是长江口开展了一定的地质调查和研究工作，积累了丰富的资料，对长江三角洲的发育过程和沉积特征进行了系统的总结。我国在研究古湖泊三角洲与石油的分布关系方面也有重大进展，成果累累。尤其对中、新生代时期我国东部发育的构造湖盆三角洲的分布特点及其与油气聚集关系的深入研究，在油气资源勘探方面起了重要作用。今后应对海洋三角洲进一步加强系统性调查和研究，着眼于整个三角洲沉积体系，做深入细致的工作，以期很快发现具有一定规模的三角洲油气田。

第二节　三角洲的形成过程和控制因素

一、三角洲的形成过程

三角洲发育在河流入海（湖）处，是河流作用和海（湖）水作用在河口地区长期相互影响的结果。其形成和发育过程比较复杂，可以大致概括为以下两个相互关联但又不同的发育阶段。

1．河道的分叉和向水盆地推进的阶段

当携带大量陆源碎屑物质的河流进入平原低地，特别是靠近河口区时，由于地形坡度减缓，水流速度降低，河面展宽，加之海水的顶托作用，致使河流搬运泥砂的能力急剧减弱，大量的推移质(或底负载(bed load))首先沉积下来，在河道中形成水下浅滩。日积月累，这种浅滩逐渐扩大增高，出露一个新月形砂坝，称之为河口砂坝。而较粗的悬移质在河道两侧形成天然堤，更细的物质继续向前搬运。河口砂坝的形成，大大减小了河口的横截面积，为了容纳后继来水，河流势必要发生分流，这时水流常从砂坝的顶端分成两股，形成两个分流河道（分支河道），河时在它们的外侧形成水下天然堤（图7-1a）。分流河道向海的一方延伸，流经相当距离后，在其河口产生次一级的新的河口砂坝，此时，河流发生分流，形成次一级的分流河道（图7-1b）。类似的河道分叉过程可以重复多次。与此同时，河流沉积物也向水盆地推进，在河口区形成一个向海的一方突出的形似喇叭的锥形三角洲。

2．决口扇的形成与三角洲的横向扩展阶段

上述的河道分叉和向水盆地的推进作用不可能无限制地继续下去，随着河流向海方延伸，河床也在逐渐淤高，坡度愈来愈缓，泄水逐渐不畅，加之河身加长，易于摆动，如逢洪水到来，就会冲决天然堤，开辟新的出路。一旦天然堤决口，洪水泻入滨海平原低地或分流间海湾，沉积物堆积下来，即形成决口扇滩。有时决口提供的通道，可以接受较大的流量，甚至成为河流入海的捷径，以致在原河口的侧翼发育起新的三角洲（图7-2）。因此，天然堤的决口和分流的改道常是三角洲在横向上逐渐扩展的主要原因。

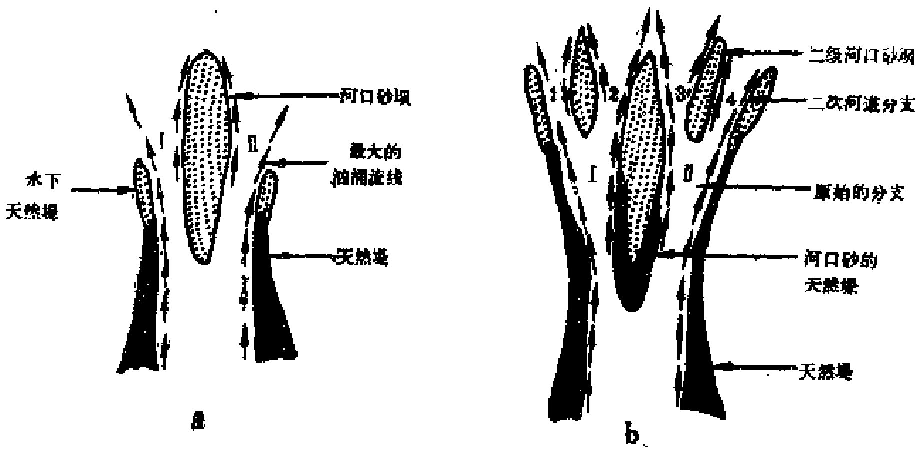


图 7-1 河口砂坝和分流河道的发育过程

a.早期河道分叉 b.晚期河道分叉

（据R. J. Russel, 1967）

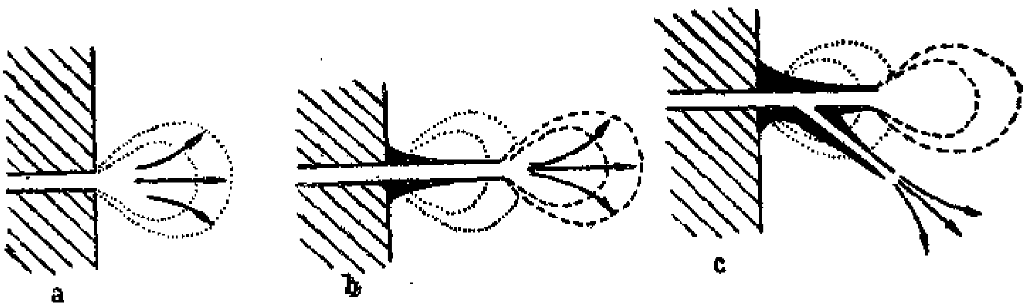


图 7-2 理想的三角洲体系发展阶段

a.由河口开始，流速沿径向减低，砂、粉砂及粘土作同心弧状沉积 b.三角洲推进，通过海中的天然堤（黑色），穿出一条河道 c.河口堵塞，天然堤崩溃、而从决口处长出一个新的三角洲

（据R, C, Selley, 1976）

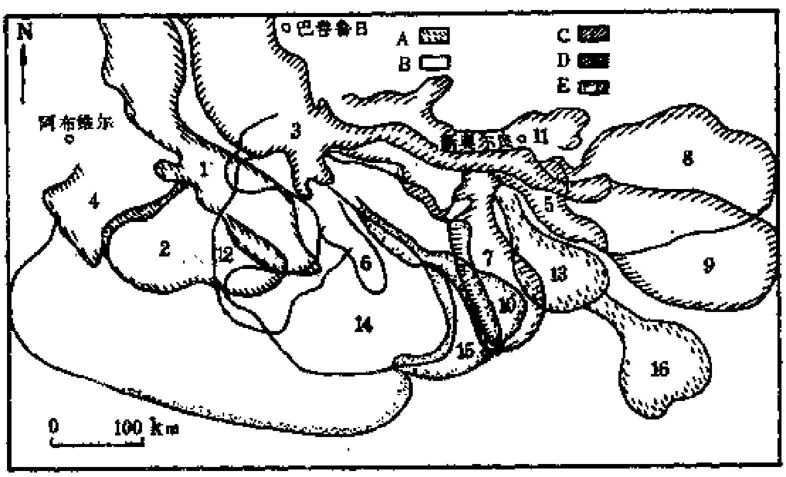


图 7-3 密西西比河的近代三角洲和现代三角洲中的三角洲复合体和叶状体的区域分布

A.普莱克明斯现代三角洲复合体 B.拉福切三角洲复合体 C.圣伯纳德三角洲复合体 D.蒂切三角洲复合体 E.马林岗三角洲复合体

（据D. E. Frazier, 1967；M. L. Fisher和J. H. McGowan, 1969）

河流改道以后，老的河道淤塞，泥砂来源断绝，原来的三角洲不再发育，成为废弃三角洲。一个广阔的三角洲平原常是由许多不同时期的三角洲构成的，每个时期形成的三角洲称为一个叶状体（朵体）。现代密西西比河平原从西向东有许多个这样的叶状体，如图7-3所示。六千年来，这些叶状体相继被废弃，组成复杂的三角洲复合体。其它大的海洋三角洲的发展过程也有类似的情况。据同济大学海洋地质系调查，我国长江三角洲也是由六期亚三角洲组成的。

二、控制三角洲发育的主要因素

由于三角洲处于海陆过渡地带，控制其发育的因素是很多的，腹地和接受沉积盆地的特征都有很大影响。腹地包括排水盆地及河系，这些地区的气候、地形、地质构造状况，直接关系到河流体制和对三角洲沉积物的供给；接受沉积盆地的特征包括蓄水体的盐度，盆地大小、形状和深度，能量体系，构造条件以及盆地下沉速度和海平面波动等，这些均与三角洲发育状况关系密切。在这些因素中，较为重要的有以下几个方面：

1. 河流本身的特征

包括河流的流速、流量、输砂量和砂、泥含量比例等。一般来说，河流流量愈大，输砂量愈多，越有利于三角洲的形成。流量的变动决定着所供给的沉积物的粗细，而沉积物的直径大小又影响到三角洲中沉积物的散布和沉积。流量是经常变动的，不同河流最大流量和最小流量的比值也有很大差别，根据D. Moore（1969）的资料，该比值高时，有利于形成陆上三角洲。

2. 河口水流性状的变化

注入水流与盆地水体的密度之间可有不同的情况，这对沉积物在盆地中的扩散方式有很大影响。C. C. Bates（1953）最早将水动力原理应用到三角洲形成问题上，提出了喷流理论。他将河流进入水盆地比拟为水力学上的喷嘴（jet），可以形成自由喷射流。这种喷射流有两种基本类型：轴状喷射流和平面喷射流。轴状喷射时，二水体在三度空间混合快，流速降低也快，沉积物大量堆积在河口地区；平面喷射时，二水体在平面方向上混合，混合得较慢，较高的流速可维持到盆地内较远的地方，因面河流携带的沉积物散布的也远。

依据注入水流与盆地水体间的密度差（温度、盐度及含砂量的变化均可造成这种密度差），可将入流情况分为三种，即等密度入流、高密度入流和低密度入流（图7-4）。

第一种，当入流密度等于盆地水体密度时，两种水体发生三度空间混合作用，水携沉积物呈辐射状扩散，属轴状喷射流。在这种情况下，由于水流搬动泥砂的能力丧失得快，碎屑物质在河口附近堆积成狭窄的弧形沉积带，形成的三角洲呈扇状，具有明显的顶积层、陡斜的前积层和底积层，属典型的吉尔伯特型三角洲。一般淡水湖泊三角洲多具有这样的特点。

第二种，当河流水的密度大于盆地水的密度时，注入水流常沿盆地底部形成平面状喷射流，其结果往往是形成浊流，碎屑物被带到盆地深处沉积，致使三角洲的形成受到限制。这种情况见于冰河水注入温暖的湖泊，或在洪水期混浊河水沿湖底斜坡流向深水区形成浊流沉积。

第三种，注入水的密度小于盆地水的密度，河水进入盆地后，呈严格的平面喷射流形式。大多数海洋三角洲都是在这种情况下形成的，因为河水密度总是低于海水密度，即使

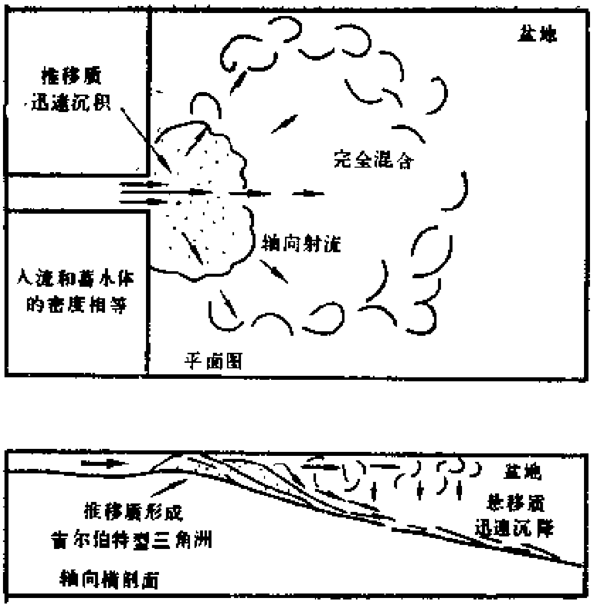


图 7-4 等密度入流，属轴状喷射流，形成吉尔伯特型三角洲
（据C. C. Bates, 1953；经A. J. Scott略加修改，1969）

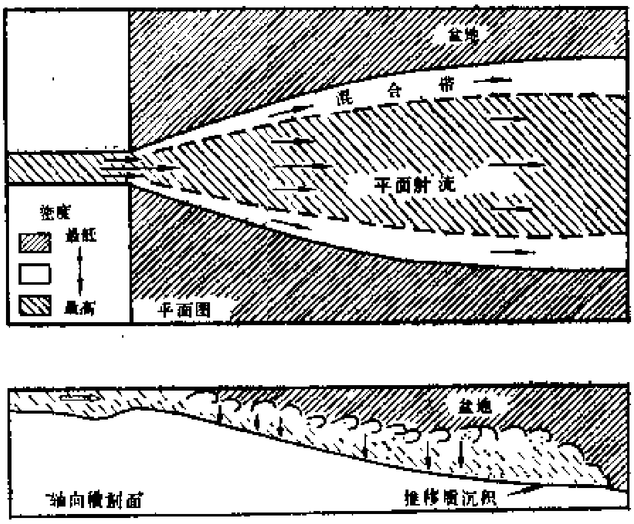


图 7-4b 高密度入流，属平面喷射流，常形成浊流
（据C. C. Bates, 1953；经A. J. Scott略加修改，1969）

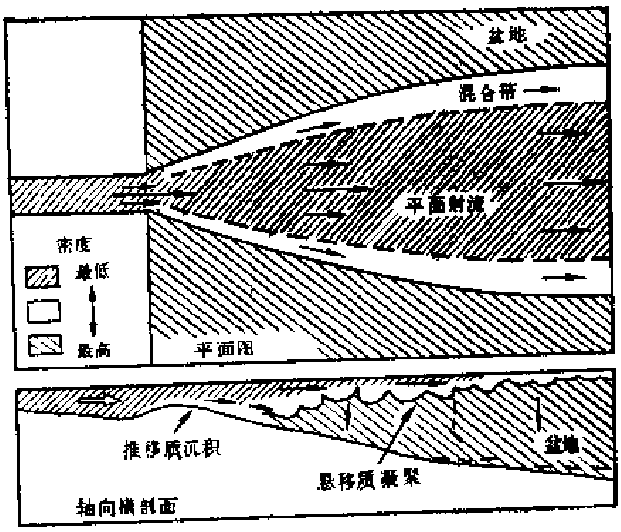


图 7-4c 低密度入流，属平面喷射流，形成海成三角洲
（据C. C.Bates, 1953；并经A. J. Scott略加修改，1969）

含较多悬移质也是如此。海水可以浮载着河水及其所含碎屑物进行扩散，同时由于注入水流速度的变化以及河口区流水与沉积物表面的摩擦作用等，致使砂质物质在河口附近沉积下来，形成河口砂坝，更细的物质在远离河口处堆积成远砂坝（末端砂坝）。

3．盆地的水动力条件

河口附近盆地水体的动能种类（如波浪、海流、潮汐）和能量条件，对碎屑物的沉积和再分布有很大影响。一般地讲，当河水作用大于海水作用时，有利于三角洲向海方推进；而当海洋水动力作用超过河流作用时，沉积物常被波浪或潮水再分配，不利于形成伸长状三角洲。

4．水盆地的构造特征

盆地的构造状况对河口区的地形和深度有直接影响。适于三角洲长期发育的地区为构造比较稳定的浅海陆棚地区，其海底坡度比较平缓，沉降缓慢，沉降的速度小于至略等于沉积的速度，海水作用较河流作用小。现代许多大型的海洋三角洲也正是发育在具备这些条件的地区。

第三节　三角洲的分类和主要类型

一、三角洲的分类

长期以来，地质学家们对现代海洋三角洲进行了周密的调查和研究，并根据不同的原则对三角洲进行分类。例如根据三角洲平原区三角洲滨线的形状不同面分出：伸长状（鸟足状）、扇状（朵状）和尖头状（鸟嘴状）三角洲；依据沉降速度和沉积速度的相互关系而分出浅水和深水三角洲；根据作用于三角洲前缘的海洋作用的效率分为高建设性三角洲和高破坏性三角洲（图7-5）。此外还有根据各种类型三角洲的参数的多变量分析所建立的三角洲模式（J. M. Coleman和L. D. Wright, 1975）。W. L. Fisher等（1969）在高建设性三角洲中还区分出朵状三角洲和鸟足状三角洲，在高破坏性三角洲中划分出浪控的和潮控的三角洲。

本文采用W. E. Galloway(1975）提出的三角洲分类。该分类方案强调三角洲前缘区是以何种搬运方式占优势，依此使用三角图解划分出河控的、浪控的和潮控的三大类三角

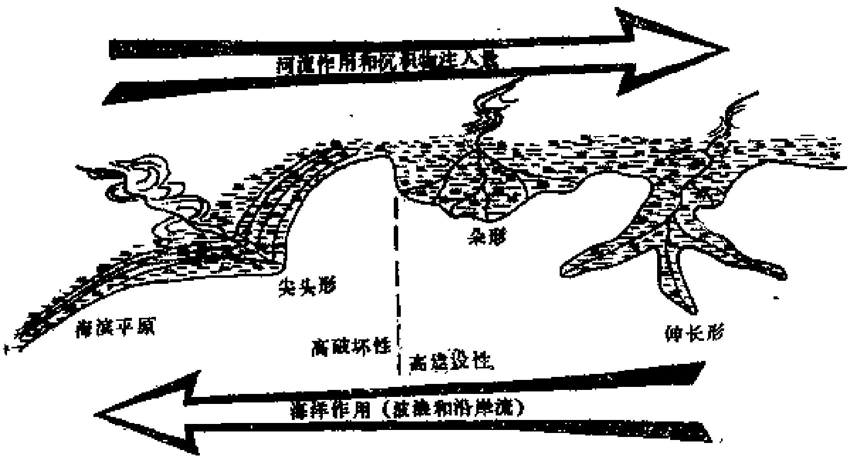


图 7-5　三角洲的类型与河流、海洋作用（波浪作用）的关系
（据A. J. Scott, 1969）

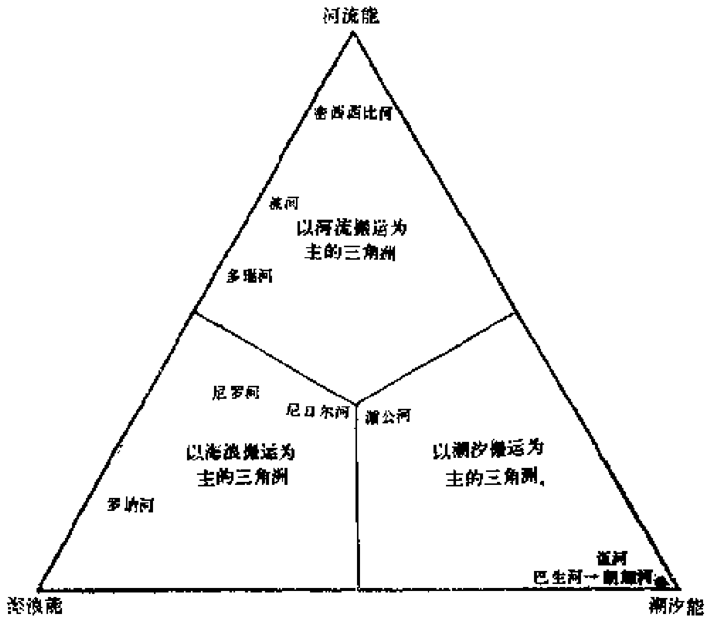


图 7-6 以三角洲上搬运方式的不同为依据的三角洲分类
（据W. E.Galloway，1975年）

洲，如图7-6所示。

二、三角洲的主要类型

1．河控三角洲

这类三角洲发育在河流作用远超过海浪和潮汐作用的河口区。其特点是河流输入海洋的泥砂量很大，海水对沉积物改造和再分布的能力不强，因而河流沉积物能较快地向海方推进，建立起厚度巨大、面积辽阔的大型三角洲沉积体系。这类三角洲显然属于高建设性三角洲。根据三角洲滨线的形状又可分出两种类型，即鸟足状（伸长状）三角洲和扇状（朵状）三角洲。

（1）鸟足状（伸长状）三角洲　这类三角洲以伸长的舌状或鸟足状外形为特征，是河流作用为主的一个极端类型，现代的密西西比河三角洲为其典型代表。形成这类三角洲的河流一般源远流长，泥砂输出量大而且稳定，悬移质含量高，砂/泥比值低，河道分支较少，同时海岸附近的陆棚较宽、较稳定，海水较深，海浪和海流作用很弱。由于河流作用很强，河口砂坝很发育，而且向海方推进很快，新生的分流河道可以切割早期河口砂坝继续向前沉积河道砂，因面砂体延伸很远，并沉陷在厚的前三角洲泥中得以保存，结果形成伸长的砂体。如果一条大河在河口地区同时产生几条分流河道，各以不同方向和不同速度向海方延伸，长短又各不相等，就形成似鸟足状的三角洲（图7-7）。

（2）扇状（朵状）三角洲　这类三角洲仍属建设性三角洲，但不及鸟足状三角洲延伸那样远。它的特点是外形呈向海方略突出的扇形或朵形，边缘局部凸出，局部凹进，总的轮廓是呈半圆状向海方展开（图7-8）。复原后的密西西比河近代三角洲中已废弃的拉福切叶状体就是典型的扇状三角洲。很多分流穿过三角洲平原，它们向海岸方向发生频繁的分叉作用，一系列紧密排列的河口砂坝在滨线地带相互结合起来，加之以波浪的改造作用，出现前缘席状砂体。

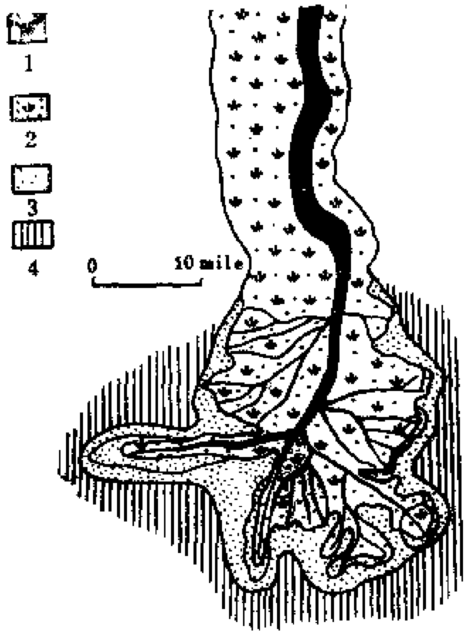


图 7-7　密西西比河鸟足状三角洲

1.分流河道、堤、决口扇　2.三角洲平原（沼泽、湖泊、分流间湾）　3.三角洲前缘（包括河口砂坝、状砂）　4.前三角洲

（据A. J. Scott, 1969）

1mile = 1609.344m

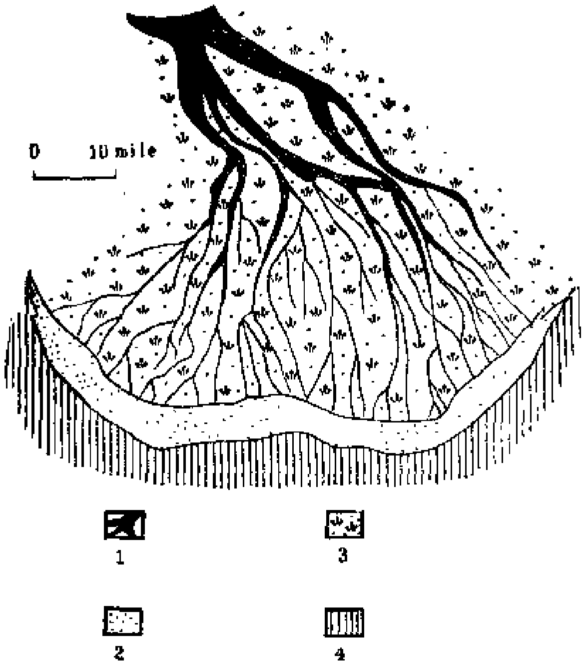


图 7-8　密西西比河全新世朵状三角洲

1.分流河道、堤、决口扇　2.三角洲前缘（包括河口砂坝、席状砂）　3.三角洲平原（包括沼泽、湖泊、分流间湾）　4.前三角洲

（据A. J. Scott, 1969）

1mile = 1609.344m

扇状三角洲的形成条件是河流输砂量仍很大，河口地区河流作用略大于海浪作用，三角洲平原上很多分流河道呈放射状以近于相等的速度全面地向海方推进，但因受海浪作用而延伸不远，故三角洲成为扇状或朵状的外形。属于这种类型的三角洲有欧洲的多瑙河三角洲和我国的黄河三角洲等。

2．浪控三角洲

这类三角洲发育在海浪作用大于河流作用的河口区，它已属于破坏性三角洲。其特点是海浪对河流沉积物有强烈的改造和再分配作用，砂的侧向分布广，在河口地区形成一系列滨岸砂坝或海滩。海岸比较规则，只有分流河口地区稍微歪斜突出，形成的三角洲呈鸟嘴状（尖头状）或弓形。

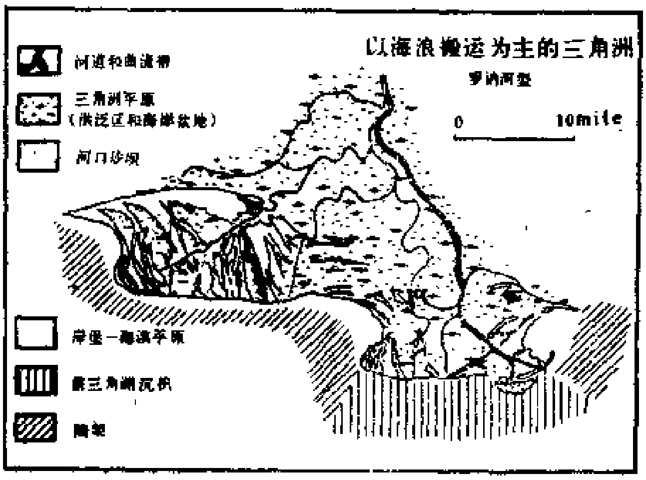


图 7-9　现代罗讷河三角洲

（据W. L. Fisher, 1969）

1mile = 1609.344m

发育鸟嘴状三角洲的地区，一般只有一条或两条分流河道入海，输入的沉积物数量不大，砂/泥比值高，波浪作用强，能使大多数供给三角洲前缘的沉积物发生再分布，在河口两侧形成一系列平行于海岸线的障壁砂体，

只有在河口附近可以保存一部分河口砂坝，并突出于海岸。现代法国罗讷河三角洲可作为这类三角洲的典型例证（图7-9）。从图中可见，砂的分布形式是侧向广布的海滩-障壁砂体，与河口砂坝相连，呈弓形分布。障壁砂体之后为半封闭的泻湖和边缘沼泽，三角洲平原上有废弃的河道和少数海滩脊。

3. 潮控三角洲

河流注入潮汐作用特别强烈的港湾地区，一般成为河口湾而不易形成三角洲。但在有些大河的河口区，虽然潮汐作用比较强，河流沉积物受到潮汐流的强烈改造，仍可以形成一种特殊的三角洲——潮控三角洲。这类河口地区常满布着潮流脊、潮道和岛屿等，海岸线极其错综复杂。

形成潮控三角洲的物质除了河流带来的沉积物之外，还应有潮水从河口外带来的砂子。涨潮时强大的潮水冲入河口区，改造河流沉积物；退潮时潮水与河水的作用叠加在一起，反向水流将大量砂质带出河口，形成一系列长条形或线状砂坝。这种砂坝顺潮水道方向延伸，与海岸线方向基本垂直，在河口前方呈裂指状断续分布。由于这种三角洲的外形常受港湾的限制，所以也称为港湾状三角洲。澳大利亚巴布亚湾三角洲即属此种类型，其前缘有广阔的潮汐砂脊分布区（图7-10）。

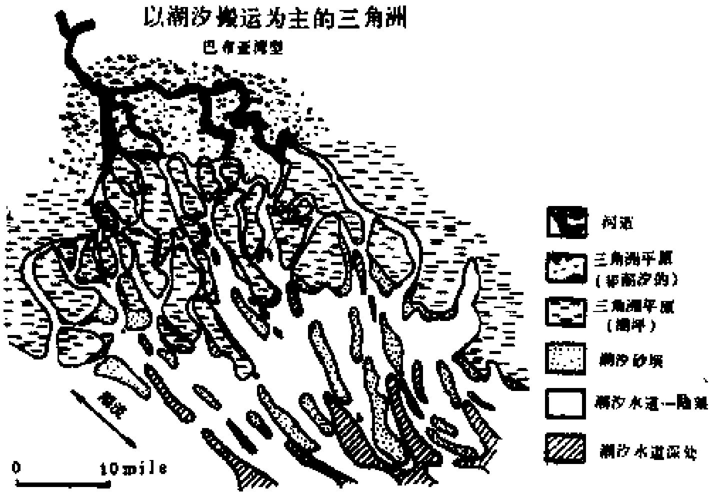


图 7-10 现代巴布亚湾潮控三角洲
（据W. L. Fisher, 1969）
1mile = 1609.344m

第四节 三角洲亚环境及其沉积特征

从自然地理方面来看，三角洲是一个条件很复杂的大的环境单元，其中包括了多种各具特色的亚环境。在不同类型的三角洲中，这些亚环境的出现情况也不尽相同。目前对河控三角洲的亚环境划分较细，对其沉积特征了解得也比较清楚，下面着重加以介绍。

一般将三角洲环境进一步划分为三个亚环境（古代的为亚相），即三角洲平原亚环境、三角洲前缘亚环境和前三角洲亚环境（图7-11）。

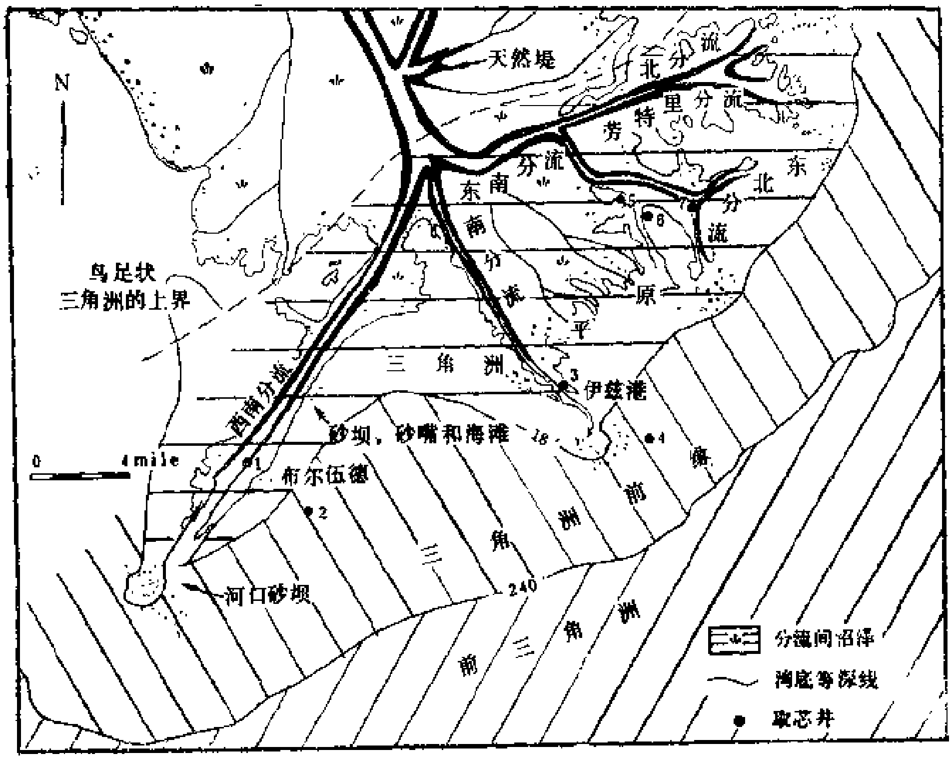


图 7-11　密西西比河鸟足状三角洲的亚环境
（据H. R. Gould, 1970；H. N. Fisk, 1961）

一、三角洲平原亚环境

三角洲平原是一片广阔的平坦低地，其上分布着活动的和废弃的许多分流河道，而在分支流之间的地区则是沼泽、湖泊、海湾、盐碱滩、洪泛平原等。分流河道构成三角洲平原的骨架，其中充填的主要是砂质沉积物，通常所谓的三角洲骨架相也就是指以往的分流河道和在三角洲前缘区沉积的各种砂体。分流间地区沉积的主要是粘土、粉砂或者粉砂质粘土，它们属于三角洲的非骨架相。

总的来说，分流间地区一般是闭塞的浅水环境，它们是平静的或者甚至是停滞的环境，在洪水季节，超负载的流量可以进入洪泛平原区或海湾，打破原来的平静体系，供给这些地区以细粒沉积物。沼泽中丛生着各种植物，而有些地方则成为盐碱滩。这决定于气候条件和地下水状况。

1．分流河道沉积

三角洲平原上分流河道很多，它们除了在陆上流动之外，还可以延伸到水下部分，因此常有所谓陆上平原和水下平原之分。陆上平原是指从主河道分叉开始，一直到海岸线的广大地区，这也就是多数人赞成的三角洲平原范围。水下平原部分是指有水下分流河道的海平面以下的平缓部分，有的人将其归入三角洲前缘，有的人则划归三角洲平原。

分流河道常是低弯度的，有的地区呈网状河，其中充填的主要为较粗粒的碎屑物质。河道砂体窄而长，常呈纵长的线状河道坝出现，有时可见分叉现象。横剖面上的几何形态是对称的，呈透镜状，向两侧减薄，同时泥质含量增高。垂向沉积剖面的特点是：底部常有冲刷面，可有滞留沉积；下部为较粗的砂子（中砂至细砂），具槽状交错层；向上变为

具小型交错层理的细砂、粉砂与粘土的互层；顶部为具根土构造的粉砂质粘土。总的特征与一般曲流河的粒度向上变细层序类似。在突然废弃的河道中，砂层与泥质沉积可呈突变接触。

2．天然堤沉积

发育在分流河道的两侧，主要由细砂、粉砂和泥质沉积的薄互层组成。堤岸高度及范围与河道大小成比例，且为洪水达到的高度所控制，愈向下游愈高。靠河道一侧堤岸较高较陡，沉积物较粗，而向外侧逐渐变细。砂质层内有波纹状交错层理，常见流水波痕。泥质沉积中常有植物根穴及大的虫孔，常见植物碎片。干旱地区可见钙质结核。

3．决口扇沉积

分流河道在洪水期发生决口，在天然堤外形成决口扇。这种扇形滩主要由细粒至极细粒砂和粉砂组成，分布面积较大时，可构成席状砂层，底面常有冲刷现象。有时砂层呈透镜体夹于泥质沉积中。常见水流波纹层理及水平层理。

4．沼泽及湖泊沉积

陆上平原的大部分为大片沼泽和小型湖泊所占据。沼泽区植物繁茂，排水不良，为停滞的还原环境。沉积物主要为暗色的富含有机质的粘土、泥炭、褐煤，有时夹有洪水成因的纹层状粉砂。植物化石丰富，保存良好。泥质沉积中有黄铁矿、蓝铁矿等自生矿物。广泛分布的暗色粘土沉积，尤其是薄的泥炭层和煤层，对确定古三角洲平原的轮廓十分有用。淡水湖泊一般面积不大，沉积物主要是暗色粘土，夹有砂质透镜体。多见原地生长的软体动物贝壳，有时虫孔也很发育。

二、三角洲前缘亚环境

三角洲前缘位于海面以下，呈缓倾的斜坡向海方展布。此处是河水与海水的交锋带，水动力强，是沉积作用最为活跃的中心地区。河流搬运来的砂子和粉砂在这里迅速沉积，堆积成向海方平缓倾斜的斜坡地形，其坡度一般小于2°；有的地区由于存在断层，前缘也可能较陡。三角洲前缘沉积物主要是砂与粉砂，较粗的砂分布在分流河口附近的浅水区，较细的颗粒分布在远离海岸的较深水区。三角洲前缘还可以进一步分为以下的沉积单元：(1)水下分流河道沉积；(2)河口砂坝沉积；(3)远砂坝（末端砂坝)沉积；(4)前缘席状砂沉积；(5)分流间海湾沉积。图7-12示密西西比河三角洲前缘亚环境。

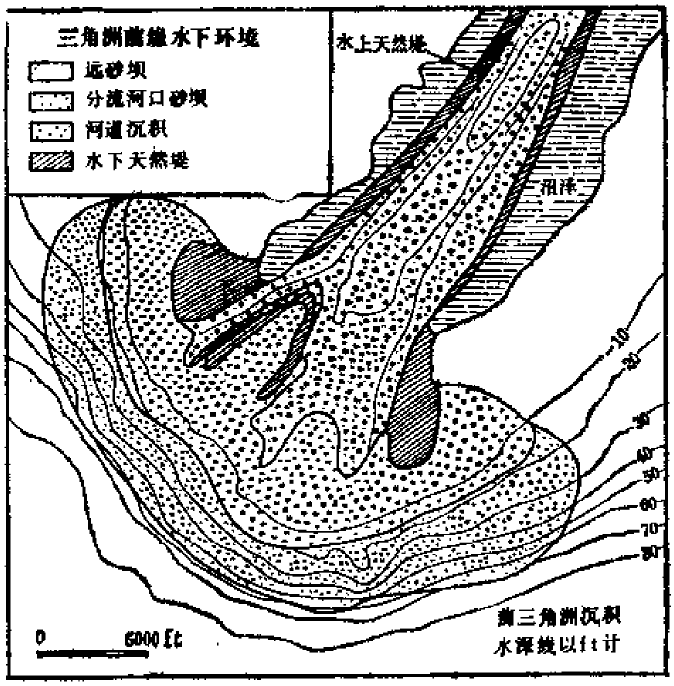


图 7-12　密西西比河三角洲前缘亚环境

（据J. M. Coleman和S. M. Gagliano, 1965）

1ft = 0.3048m

1．水下分流河道沉积

水下分流（分支）河道是陆上分流河道的水下延伸部分。当其向海进一步延伸时，河道变宽、变浅、分汊，直至完全消失（在三角洲前缘的上部）。

水下分流河道的沉积特征与一般河道类似，沉积物以细砂、粉砂为主，泥质极少。最常见的沉积构造是交错层理、水流波纹层理、冲淤构造和冲刷面等，沉积物中可混有粘土碎块。常见层内变形构造，有时可见倒转变形的前积纹层。

2. 分流河口砂坝沉积

分流河口砂坝简称河口砂坝，它是在分流河口出现的一种新月形浅滩。由于河流搬运来的砂子主要在这一地段沉积，所以沉积速率最高，砂坝发育很快。河口砂坝可分为坝后、坝顶和坝前三部分，其中坝顶区沉积物常受到海水的冲刷和簸扬作用，使泥质沉积物被带走，砂质沉积物保留下来，因而形成分选良好、质地很纯的细砂和粉砂，常具明显的反韵律特点。沉积构造有多方向倾斜的交错层理，可见流水波痕和浪成摆动波痕，偶有植物碎屑纹层。河口砂坝向海方推进，可覆盖在富含有机质的前三角洲泥之上，有机质腐烂后可产生气胀构造，泥质层因压实作用可形成底辟构造。河口砂坝中一般生物化石稀少，偶见生物贝壳，且海陆相生物混杂。

3. 远砂坝沉积

远砂坝（末端砂坝）位于河口砂坝前端较远部位。沉积物一般较河口砂坝为细，主要是粉砂及少量粘土，仅在洪水期才有细砂沉积。粒度韵律清楚，有时见小型交错层理、冲淤构造，常见流水波痕和浪成波痕。粉砂与粘土可组成结构纹层，而由植物炭屑显示的纹理更为特征。此外，可见水平层理、透镜状层理和包卷层理等。生物化石较少，但常有虫孔保存下来。从层位上看，远砂坝位于河口砂坝之下，因此总的来说，是构成了粒度向上变粗的层序。

4. 前缘席状砂沉积

在海水作用较强的河口区，由于波浪的经常作用，河口砂坝很容易受到破坏，砂质沉积物被海水冲洗和淘选，并在海水作用不发生侧向迁移，沿海岸重新分布，其结果是在三角洲前缘的边缘地带形成广布的席状砂体。这种席状砂分选特别好，粒度细，质地纯，沿三角洲前缘呈带状分布，其宽窄决定于海水作用的强弱程度。沉积构造主要是低角度交错层理。动物化石稀少。沉积物的反韵律特点不及河口砂坝明显，而更类似于海岸砂体。前缘席状砂靠陆地一侧较厚，向海洋一侧减薄，常被沼泽沉积所覆盖。根据这些可与河口砂坝相区别。

这里还需要提及关于指状砂坝（bar-finger）的问题。对其成因 H. N. Fisk（1961）曾进行过详细的讨论。这种砂坝实际上是由分流河道砂、水下天然堤、河口砂坝及远砂坝一起组成的，其形成与高建设性三角洲逐渐向海方推进有关。当河流注入海浪和海流作用很弱的盆地时，由于河流作用强，单个分流河道-河口砂坝体系在一个方向上向海延伸很远，形成的砂体进一步可沉入到前三角洲泥中，免受海水破坏。如果同时有数条分流河道入海，形成的砂体彼此不相连，这样就产生一系列放射状长条形砂体，称之为指状砂坝（图7-13a）。

指状砂坝是高建设性三角洲前缘所特有的沉积体，构成鸟足状三角洲的格架，其特殊的几何形状对确定古代三角洲很有用。平面上指状砂坝向海方变宽加厚，向陆方变窄减薄。横剖面上呈典型的双凸形（图7-13b）。砂体长可达30km，宽5—8km，厚度比较均匀。剖

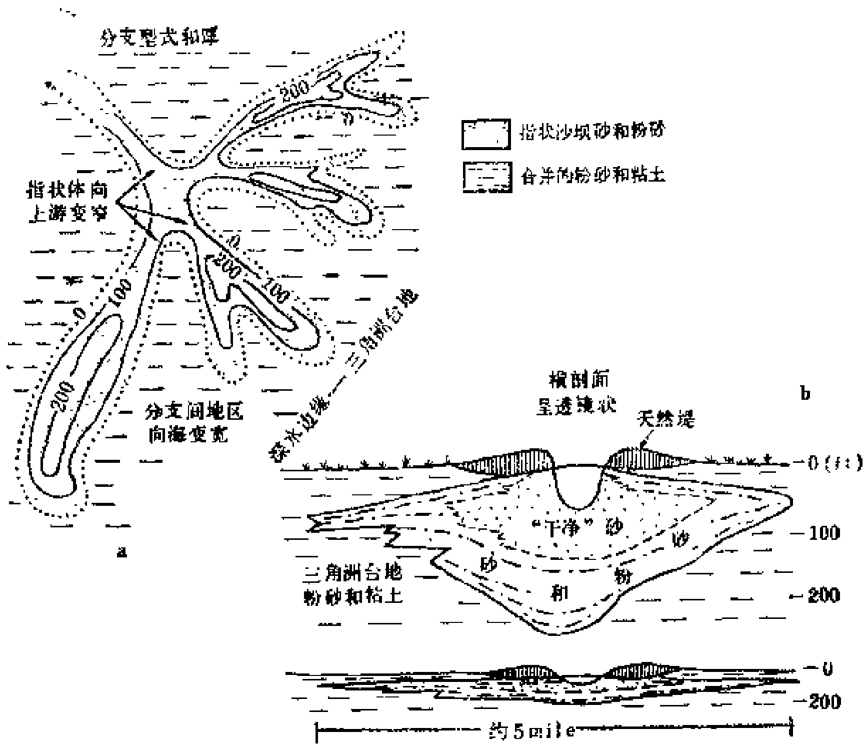


图 7-13 指状砂坝的形状和沉积特点

(据Gould, 1970; H. N. Fisk, 1961)

1mile = 1609.344m

而下部为砂和粉砂互层，向上过渡为分选好的干净的细砂。由于前三角洲泥的压实，沉积物的原始形态后来也可因泥底辟作用而发生重大改变。指状砂坝中的沉积构造比较多样，常见的有波状层理、流水波痕、浪成波痕、气胀构造以及少量的平纹层砂。动物化石稀少。

上述河口砂坝和指状砂坝发育在河控三角洲的前缘，属高建设性三角洲的特征沉积；前缘席状砂主要分布在浪控三角洲前缘，而在高建设性三角洲中发育较差，如果出现，也是相当窄的。至于潮控三角洲前缘，无论是河口砂坝、指状砂坝或前缘席状砂体都不发育，它的前缘分布的是潮汐砂脊（砂坝），这类砂体从分流河口开始呈辐射状向海方断续延伸，具双向交错层理，常见冲刷面构造。由此可见，不同类型三角洲前缘发育不同的砂体，正确地区分它们对确定三角洲类型十分重要。

5．分流间海湾沉积

分流间海湾是指处于分流河道之间与海洋相通的特别低凹的地区，这里常被海水淹没，水动力弱，环境相当闭塞。沉积物主要为粘土和粉砂，仅在洪水期间，有少量细砂注入。沉积构造为水平层理和透镜状层理，砂质沉积物中有时见流水波痕。常见生物化石，虫孔及生物扰动构造相当普遍。这种海湾沉积常在三角洲的分流河道间形成“楔状泥”，其尖端是指向陆地的。

三、前三角洲亚环境

前三角洲位于三角洲前缘的外侧，其沉积作用基本上发生在浪基面以下。此处水体已相当深，环境比较平静，沉积物主要来自悬移质，所以主要的沉积物是粉砂质粘土和较纯

的粘土，一般总称为前三角洲泥。这种沉积物富含有机质，颜色很暗，层位稳定。沉积构造主要为水平层理，或因生物扰动而成块状层理，有时见粒序层理和透镜状层理。海相生物化石丰富，水平虫孔发育。含海绿石等自生矿物。

前三角洲向海洋方向过渡为滨外陆棚（陆架），沉积作用已完全不受河流影响，纯属海相沉积。陆棚泥中含丰富的正常海相化石，生物扰动现象较为普遍。根据岩性很难区分陆棚泥和前三角洲泥，通常只有在垂向和横向上层序建立以后，才能大致地将它们分开。

以上所述主要是关于海洋三角洲的类型和沉积环境特征。对于湖泊三角洲，长期以来显然注意不够，虽然早在1885年吉尔伯特就曾对帮纳维尔更新世湖泊三角洲剖面做过总结，将三角洲沉积分为三层，即顶积层、前积层和底积层的沉积模式，后被认为是湖泊三角洲的典型代表；但与海洋三角洲的研究工作相比，有关湖泊三角洲沉积的报道则少得多。

一般认为，吉尔伯特型三角洲的沉积物粒度较粗，前积层陡倾，顶积层呈扇状或半圆状散开。这种三角洲是在注入河水与湖水密度相等的条件下形成的。但是不同湖泊的含盐度可能不同（亦有微咸水的等），河流携带的沉积物数量也有变化，河口附近的地形状况也有差别，这些都会影响到三角洲的发育形态，所以湖泊三角洲的样式亦不限于吉尔伯特型一种类型。根据吴崇筠的研究，我国东部中、新生代构造湖盆中的三角洲，按其分布特点可以分为长轴型和短轴型两种。长轴型三角洲与湖泊延伸方向一致，有较大的河流注入，距物源区远，坡降小，下游冲积平原发育，沉积物粒度较细（砂及粉砂）。三角洲叶状体呈伸长的鸟足状或舌状。三角洲平原、三角洲前缘和前三角洲三带发育齐全。短轴型三角

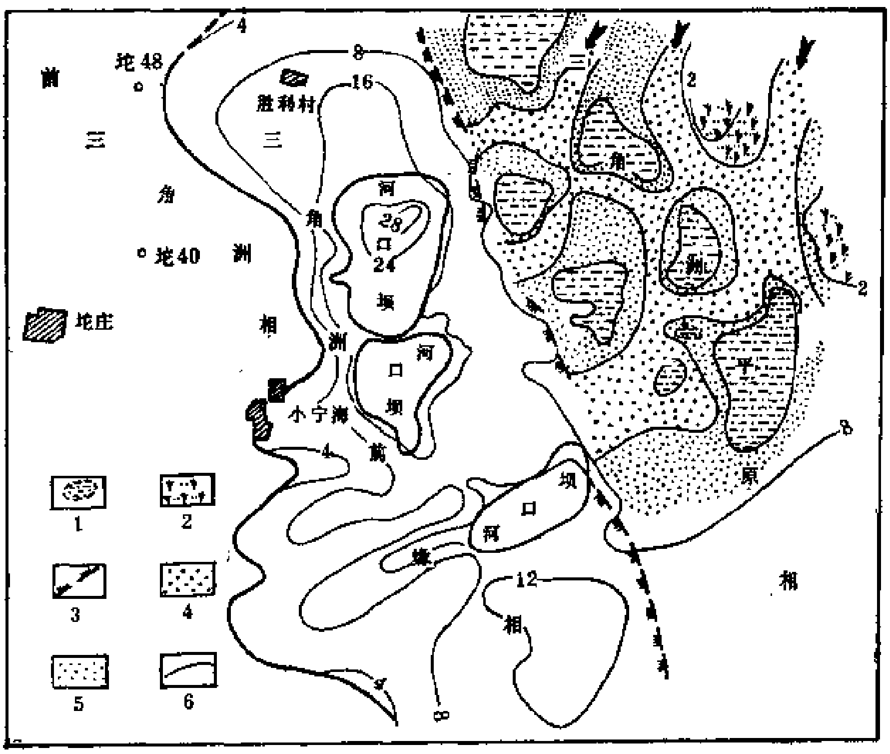


图 7-14 胜坨油田八砂层组8³砂层沉积相

（据李培基、张丽梅，1979）

1.河漫滩；2.河间洼地；3.湖岸相；4.高速河床；5.低速河床；6.砂层等厚线（m）

洲位于湖盆窄而陡的短轴方向上，物源近，入湖河流可能是季节性的较短河流或冲积扇上的辫状河。其特点是三角洲叶状体较短小，前缘带很发育，沉积物粗，砂体紧邻中央源湖区。

总的来说，湖泊三角洲属于河流作用为主的类型，一般也可分为三个带，即三角洲平原带、三角洲前缘带和前三角洲带（图 7-14）。三角洲平原带分布的是分流河道砂体及洪泛平原沉积和泥炭夹层；前缘带为水下分流河道砂体、河口坝砂体和席状砂砂体；前三角洲带为泥质沉积物。

第五节　三角洲沉积旋回和沉积层序

一、沉积旋回

根据对现代和近代大型三角洲的调查，广阔的三角洲平原都是由不同时期形成的多个单一三角洲叶状体交错叠置而成的。每一个单一的叶状体在垂向上代表了一个沉积旋回，而整个的三角洲变合体则具有多旋回的特征（图7-15）。

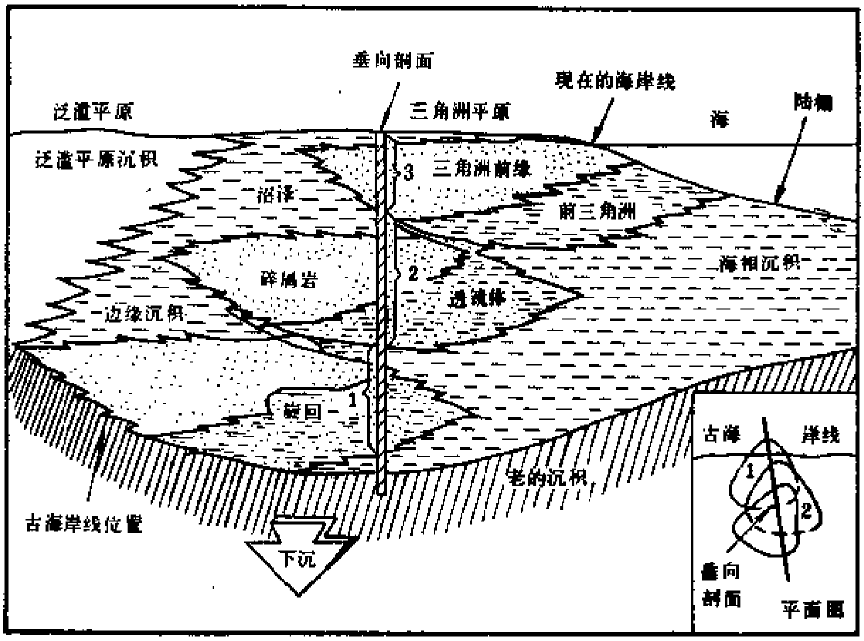


图 7-15　三角洲复合体系中由于三角洲平面位移形成的多旋回现象
（据J. M. Coleman, 1964）

P. C. Scruton（1960）强调指出，三角洲常具有两个阶段的发育史，即建设期和破坏（或废弃）期。在建设时期，三角洲向前推进，该期形成的沉积层称为建设相。破坏期开始于供给三角洲沉积物的分流河道体系发生转移，河流改道后，老三角洲被海水淹没，受到海浪的侵蚀和改造，形成的残余沉积层或沼泽沉积物称为破坏相。

三角洲的建设相主要表现为叶状体向盆地方向的推进，即通常所称的海岸向海推进作用或进积作用（progratation）。沉积体的下部为海相沉积，粒度极细，向上逐渐变为稍粗的碎屑沉积，垂向上形成向上变粗的层序，这点类似于一般的海是层序。但三角洲沉积速度快，厚度也大，而且其顶部层位常出现分流河道和沼泽沉积，这两点可以将三角洲和一

般的海退层序相区别。据调查，三角洲的发育也不限于海平面下降时期，在海进时期也可以生长。在这种情况下，产生一个退积层序，或称水进层序，即三角洲平原沉积被海岸砂沉积所覆盖，接着被前三角洲泥所覆盖，然后在层序顶上是陆棚泥。这样的沉积层序出现在罗讷河现代三角洲的下部。棚泊三角洲沉积中也有水进型的正旋回层序。但在地质时期中保留下来的大多数三角洲沉积是具水退层序反旋回特点的，水进层序比较短暂。

以往对三角洲的研究多侧重于建设相，而对破坏相注意不够。实际上破坏相所经历的时间要比与之共生的建设相长得多。同时，由于破坏相的厚度小，分布面积广，横向上又相当稳定，所以很适合于作为划分沉积旋回的标志。

导致三角洲废弃的原因是河流改道或冲裂作用。改道以后旧的河道堵塞，供给原来的活动三角洲的沉积物减少，甚至完全断绝，原河道不再向前推进，老三角洲建设期即告终止。在缺乏沉积物供应的情况下，海水作用加强，并改造原来的河流沉积物，使之成为薄的海相砂或泥质沉积；同时压实作用和沉降作用也在进行，有的地方因未受海水作用，常出现沼泽沉积。研究这些破坏期沉积，对古代三角洲层序的解释会有很大的帮助。

在三角洲整个体系的形成和发展过程中，河流改道是经常发生的。随着时间的推移，各种客观条件的变化，河流还会改道回到接近原来河口的位置，建立起新的三角洲。这种过程多次重复演变，使三角洲体系在纵向上具有多旋回的特征。每个旋回都是从三角洲的建设相开始，而以破坏相的出现告终。因此，在两个不同建设相之间常有破坏相存在。如果河口地区沉降较快，上述过程多次重复，一个个三角洲叶状体叠置起来，还会构成叠瓦状三角洲（图7-16）。

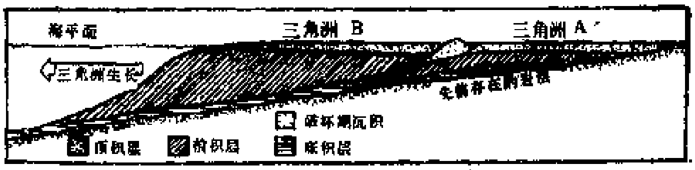


图 7-16 叠瓦状三角洲建设相和破坏相关系示意图

二、沉积层序

研究地层垂向剖面上的沉积层序（或序列）对确意沉积相有重要作用。一般地说，三角洲沉积层序比较特征，认识也较为成熟。但应指出的是，目前研究较多的还是河控三角洲的沉积层序，而对其它类型三角洲了解还较少，所以通常所说的标准三角洲沉积层序，也主要是以河控三角洲的资料为依据。

总的来说，大型河控三角洲发育的地区往往是构造上相对下沉的地区。在这一背景下容易发生岸进式（水退型）的进积作用，分流河道能以较快的速度向海方推进，结果三角洲前缘逐渐向滨外推移，高能量条件下形成的碎屑沉积物停积在低能量环境下的海相沉积之上。因而在垂向剖面上，由下而上就出现由海相过渡到陆相的相序变化。同时，由于河流沉积物是相对较粗粒的，而海相沉积物为细粒的，所以在沉积层序上出现向上粒度变粗的变化。

整个三角洲体系中包括多种具体的不同环境下形成的沉积物，文献中常将它们归并为底积层、前积层和顶积层。但在具体划分上不同作者之间有较大的分歧。例如，Scruton

(1960) 将滨外粘土作为底积层，前三角洲为前积层，而顶积层则包括三角洲平原和三角洲前缘沉积。Klein (1975) 的划分仍把滨外粘土作为底积层，前积层却包括三角洲前缘和前三角洲沉积，顶积层为三角洲平原沉积。而目前较多的人则认为底积层应为前三角洲泥，前积层为三角洲前缘砂及粉砂，顶积层为包括分流河道和沼泽等沉积在内的三角洲平原沉积。不管哪种划分方案，在总的沉积层序上都是一致的，即最下面的是底积层，向上依次出现前积层和顶积层。其沉积层序的厚度和重叠方式则取决于沉积和沉降（包括压实作用）的相对速度。如果这两种速度大体平衡，则可形成较厚的（50—150 m）沉积层。

值得特别指出的是，在研究三角洲沉积层序时，要注意横向上的变化。因为三角洲沉积物常有穿时现象，等时线可横穿不同的岩相带（图 7-17），也就是说，三角洲沉积中每一个岩性分界面并不是等时界面。对此要从侧向加积原理方面去加以理解。从图7-17中可以看出，最初在原始沉积表面（即海底）不同位置上形成不同的沉积物，随着时间的推移，沉积作用不断进行，沉积表面也不断地进到新的位置；同时，三角洲的渐进生长也促使不同沉积环境向前位移。

关于三角洲的具体沉积层序文献中介绍很多，但绝大部分是对河控三角洲沉积层序的描述。如密西西比河河口砂坝的进积作用形成大规模向上变粗的沉积层序，其特征是层序底部有很厚的泥-粉砂沉积单元，它们代表前三角洲和下部河口砂坝边缘；层序中部反复出现小型的泥-粉砂-砂的互层；层序上部是砂为主的沉积单元，它具有流水成因的沉积构造。

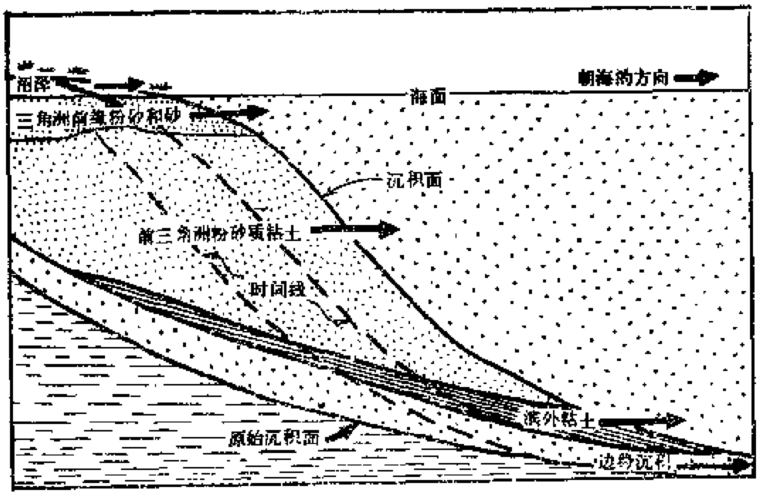


图 7-17 高建设性三角洲中沉积环境向海迁移
（据P. C. Scruton, 1960）

A. D. Miall (1979) 在总结三角洲沉积模式时特别指出，河控三角洲最突出的特点是粒度向上变粗的层序。从他总结的剖面中（图 7-18 a）可以看出，层序底部为细粒富含有机质的粘土或页岩，向上过渡为互层的粘土和粉砂或很细的砂，其中常见小型的波痕和生物扰动现象；再上为分流河口砂坝上的砂，颗粒最粗，常有大量交错层理和波痕，生物残体稀少。由此可见，下部的细粒沉积物主要为前三角洲沉积，较上部的粗粒沉积则代表三角洲前缘沉积。至于层序顶部的成分则比较复杂，可能由包括粘土和煤在内的沼泽沉积以及分流河道砂组成。

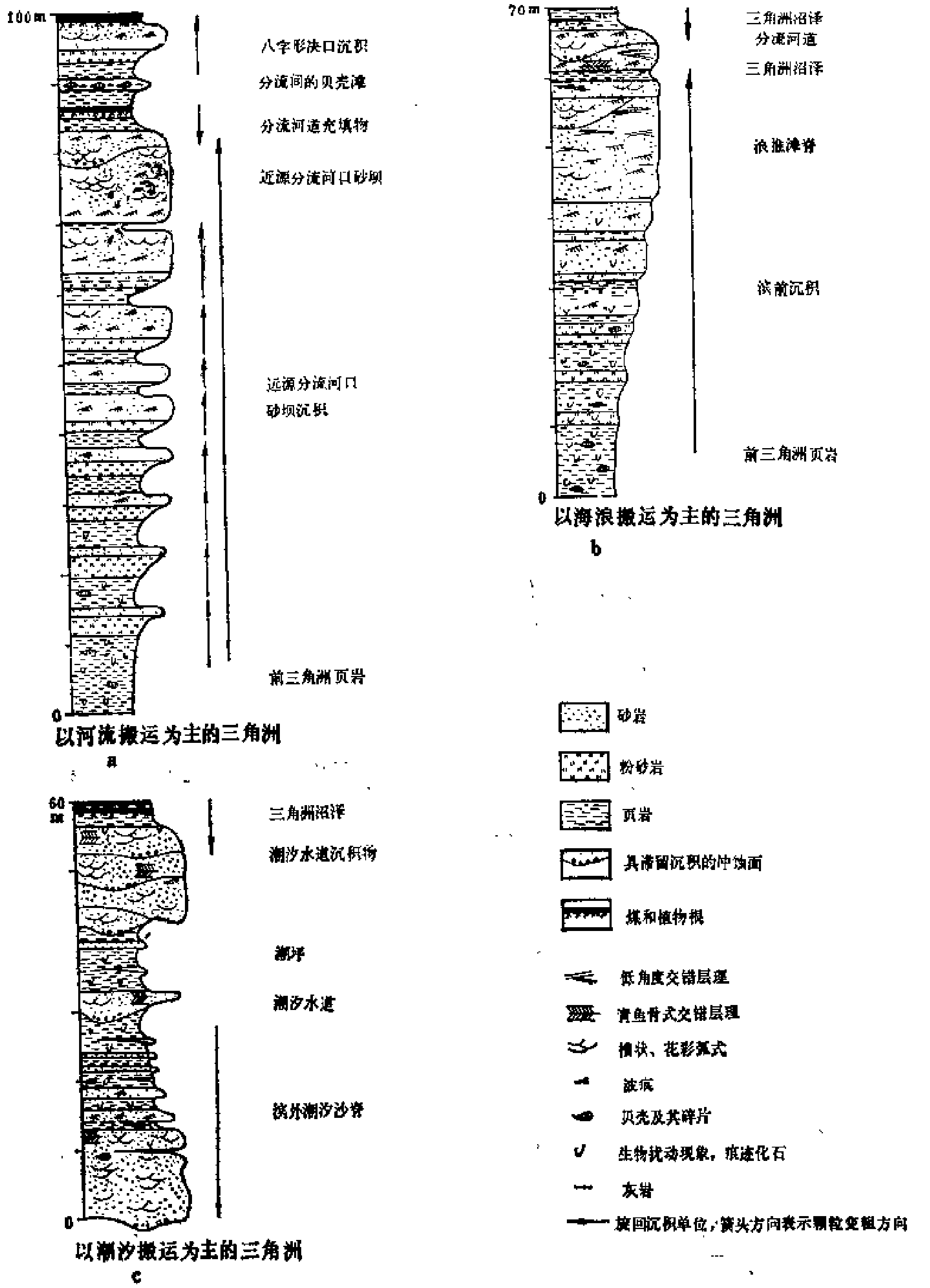


图 7-18 三种主要类型三角洲的概括性地层剖面图

（各种岩相的地层顺序大体上是稳定的，但是它们的厚度和各种相的发育程度在不同实例中却明显不同）

（据A. D. Miall, 1979）

有关浪控三角洲沉积层序的资料相对较少，但已有资料表明，其层序特点类似于河控三角洲，也是粒度向上变粗的层序。根据圣弗兰西斯科三角洲前缘的资料，J. M. Coleman和L. D. Wright（1975）描述过一个简单的理想化的向上变粗层序。其底部是生物扰动的含化石的泥，向上过渡为泥、粉砂和砂的互层沉积，具有由波浪产生的冲刷构造、粒序层理和交错层理，最后变成分选好的砂，它们具有平行的低角度的斜层理，代表高能量的海滩面。

A. D. Miall（1979）指出，以海浪搬运为主的三角洲常以具有浪蚀滩脊层序为特征。在他总结的理想化沉积层序中（图7-18b），其底部为前三角洲页岩，向上，剖面大部分为以砂质沉积为主的前滨沉积和浪推滩脊，顶部则为沼泽和分流河道沉积。这一层序可能代表海浪作用较强烈的三角洲前缘沉积。其层序与河控三角洲层序不同之处，主要在于粗粒部分为浪推滩脊，而不是河口砂坝沉积。其次，在浪控三角洲沉积层序中，沼泽沉积可能比较发育，而缺乏频繁出现的分流河道和决口扇沉积。

潮控三角洲研究程度很低，有关沉积层序的描述较少。由于缺乏可靠的识别标志，许多古代潮控三角洲可能至今未被认识。目前不同作者所提出的潮控三角洲的沉积层序，显然有很大的差别。如A. D. Miall总结出的模式中，由下而上为滨外潮汐砂脊—潮汐水道—潮坪—潮汐水道—三角洲沼泽（图7-18c）。这一序列显不出粒度向上变粗的趋势。但以奥德河三角洲沉积特征概括出的理想化垂向层序仍为向上变粗的序列（图 7-19）。其底部为生物扰动的泥，向上过渡为泥、粉砂和砂的互层；中部为双向交错层砂，具冲刷面和频繁的粘土纹层，潮汐砂脊中可能出现小型潮汐水道，偶而夹有粘土盖层；层序的上部为潮坪成因的砂或粉砂和泥的互层，最顶部则为蒸发岩相。

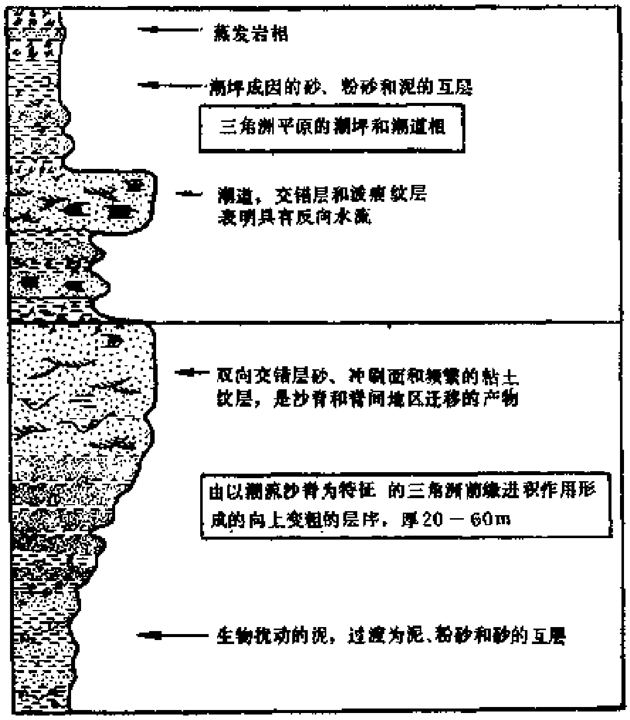


图 7-19 根据奥德河潮控三角洲得出的综合理想层序
（据J. M. Coleman和Wright, 1975）

第六节 三角洲沉积与油气聚集的关系

尽管对三角洲沉积中油气的远景评价曾有过不同的看法，但是较多的人都倾向于对三角洲的巨大含油气前景予以肯定。近几十年来的油气勘探成果表明，许多重要的油气田赋存在三角洲沉积体系中，这就更加证实了三角洲沉积与油气的生成和聚集的关系至为密切。三角洲沉积之所以有丰富的油气资源，是因为具备了良好的生、储、盖组合及圈闭条件。

一、生油条件

三角洲沉积物来自河流。大河不仅供给盆地以巨量的陆源碎屑物质，而且也带来大量的有机物。这些碎屑物与有机质沉积在前三角洲地区，为附近生物的生存和繁衍提供了丰富的养料，因而在前三角洲区生物非常发育，为油气的形成提供了物质基础。同时，前三角洲已处于浪基面以下，水动力很弱，氧气不足，基本上为还原环境，有利于有机物的保存。沉积物主要是导热率低的暗色承压泥岩，它不仅分布广，而且厚度亦大，形成地下温度和地层压力高异常，使有机物质较快地向烃类转化，这对石油的生成来说，也是一个极为有利的条件。一般地说，保存的有机物质愈多，越有可能形成丰富的油气藏。古尼尔河三角洲和密西西比河三角洲，以及我国一些古湖泊三角洲（如大庆三角洲、苏北溱潼凹陷始新统的三角洲）都是明显的例证。

二、储集条件

三角洲沉积中有各种类型的砂体，好的储油砂岩是很多的。尤其是三角洲前缘带的砂岩体，不仅岩性、物性好，而且与前三角洲泥呈犬牙交错状产出，这种储油砂岩和生油泥岩的密切配合，为在三角洲沉积中聚集大量石油提供了有利条件。其它如河道砂、障壁砂体也可储油。

三、盖层条件

三角洲平原上的广大分支流间区和海湾区沉积的主要是细粒沉积物，其中包括大量的沼泽沉积。在三角洲向海推进的情况下，这些沉积物就可成为盖层。在三角洲废弃时期，会发生局部海侵。如果继续海进，则可能有海进页岩或前三角洲泥超覆在三角洲前缘之上，这就提供了有效的封闭。

四、圈闭条件

三角洲沉积体系内有多种类型的油气藏，这已为很多地质勘探成果所证实。首先，三角洲前缘常呈向海的自然倾斜，由于沉积速度快，沉积层厚度大，常发生重力滑动和差异压实，形成一些同沉积期的断层和背斜构造。例如，现代密西西比河三角洲河口砂坝的前缘就存在滑动面和断层面，发育着大量的生长断层。其走向大致平行于三角洲的古海岸线，常常向海倾斜和下降，大部分是和沉积作用同时产生的，因此断层下降盘的地层比上升盘的厚度大。古尼日尔河三角洲有长轴平行于生长断层走向的狭长背斜，称为滚动背斜，已发现的许多油田，大都属于这种背斜类型。有人认为这些生长断层或滚动背斜都是由于重力滑动产生的构造形迹。其次，三角洲沉积体系内各种岩性交错穿插，可形成地层岩性油气藏，其成因多与河道砂有关。此外，还可有地层尖灭和地层不整合油藏，以及与穿刺构造有关的油气藏。例如尼日尔三角洲中有页岩穿刺形成的脊状构造——底辟构造；墨西哥湾三角洲沉积中有400多个盐丘穿刺构造，其中许多是产油气的。

第七节　含油气古三角洲实例

一、墨西哥湾岸第三纪三角洲

墨西哥湾盆地是美国产油最多的一个盆地，在第三纪三角洲沉积体系中含有丰富的石油、天然气资源。该区地层对比工作做得详细，在此基础上，应用垂直层序分析及大量的砂体电测井资料，识别出第三系以三角洲沉积体系为主，始新世下威尔科克斯群属河控三角洲沉积，砂体分布达6000km^{2}以上，最大厚度 1500m。根据破坏相标志及砂体等厚线图

确定出有三个主要的三角洲复合体，它们是由16个叶状体组成的。这些叶状体的形态与现代密西西比河三角洲叶状体十分相似。三角洲前缘亚相、三角洲平原亚相以及建设相和破坏相的厚度标志，都证明是以河流搬运作用为主的三角洲。在整个区域范围内，三角洲体系向上游方向进入主要的河流体系，侧向上则过渡为海滩砂坝体系（图7-20）。

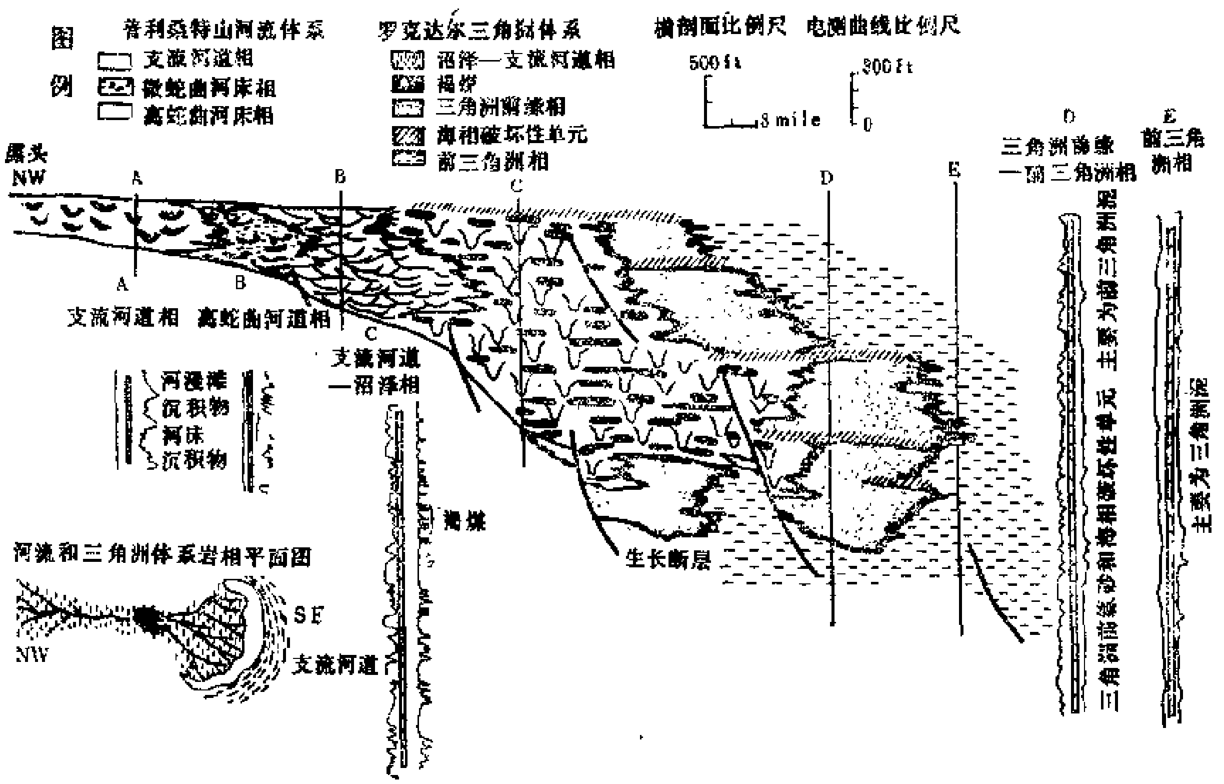


图 7-20　墨西哥湾三角洲沿倾向的横剖面，下威尔科克斯高建设性三角洲及其上倾方向的河流相

（据W. L. Fisher, 1969）

二、古尼日尔河三角洲

古尼日尔河三角洲位于非洲尼日利亚的古尼日尔河地区，面积约$10.6\times10^4km^2$，沉积厚度约 9000—12000 m。该三角洲有许多大油田，主要产自中新统的砂岩中。岩石地层单位自下而上分为阿卡塔海相页岩组、阿格巴达海陆过渡相砂页岩组和贝宁陆相砂岩组。阿卡塔组厚达600—1200m，以页岩为主，也夹一些砂岩；阿格巴达组厚约300—4500m，为砂、页岩互层；贝宁组厚约1400—2100m，90%为陆相砂岩。这是一套巨厚的多旋回地层，其主要沉积环境为：(1)大陆环境，包括上三角洲平原的网状河道和河曲带，主要为砂质沉积；(2)过渡带环境，为半咸水的三角洲平原、海岸砂滩、障壁砂坝和泻湖；(3)海相环境，包括三角洲水下部分和三角洲边缘。良好的生、储岩的密切配合，构成多成油地层组合。生油岩主要为下部的阿卡塔页岩和阿格巴达组中与海相砂岩成互层的页岩。它们发育在前三角洲亚相和三角洲前缘亚相中。储油岩为阿格巴达组中的砂岩，类型主要为三角洲前缘亚相，一部分则属于障壁砂坝。

形成如此巨厚的沉积，主要与盆地大幅度坳陷，甚至发生同生断层有关。由于在不同时期不同环境下所形成的不同类型的砂体相互重叠，致使尼日尔三角洲油田具有多储层、

多类型的特点。这里有各种各样的油气田，其中最主要的是与生长断层相伴生的滚动背斜油田。石油为这些背斜和断层所圈闭，而砂体被认为是属于典型河道成因和障壁砂坝成因的。其次为岩性油田，其成因也多与河道砂体有关。第三种为地层尖灭和地层不整合油田，多发育在凹陷的缓坡和三角洲古斜坡处。第四种为与穿刺构造有关的油气田。此外，还发现有混合型的构造-岩性油气田。总之，类型很多，油气储量很大。

三、大庆（湖泊）三角洲

大庆油田是我国已知最大的油田，其主要储层为三角洲沉积。位于松辽盆地北部的大庆三角洲平行湖盆长轴延伸，最远可达深湖区，地层层白垩系青山口组至姚家组。三角洲复合体中有200多个叶状体，总面积达2万多平方公里，最厚达500m以上。由于构造条件有利，加之生、储、盖、保等条件都很好，形成油气聚集的最理想条件。大庆三角洲中分流河道（包括水下分流河道）砂体特别发育，物性好，油气储量很大，油井多高产。此外，河口砂坝砂的岩性、物性亦较均匀，也成为重要产层。

从上述实例不难看出，无论是海洋三角洲或是湖泊三角洲，都有丰富的油气资源。开展三角洲沉积的研究，对于寻找油气田具有极其重要的实际意义。今后深入调查研究，还会发现更多的与三角洲体系有关的油气田。

主要参考文献

1. 刘和甫，1974，三角洲沉积体系与石油分布。国外地质，第六期，第1—19页。
2. 华东石油学院岩矿教研室主编，1981，沉积岩石学（下册）。石油工业出版社。
3. 裘亦楠等，1982，湖盆三角洲分类的探讨。石油勘探与开发，第1期，第1—11页。
4. 吴崇筠，1983，构造湖盆三角洲与油气分布。沉积学报，第一期，第5—26页。
5. 陈景维等，1983，陕甘宁盆地庆阳地区长8油层组三角洲沉积相及其与油气的关系。石油地质文集(7)，第257—266页，地质出版社。
6. 谢敏秀，1988，试论松辽大型陆相湖盆水进三角洲沉积相。石油实验地质，4期。
7. 乐昌硕主编，1984，岩石学。地质出版社。
8. 刘宝珺、曾允孚主编，1985，岩相古地理基础和工作方法。地质出版社。
9. H.E.赖内克，I.B.辛格著，陈昌明、李继亮译，1979，陆源碎屑沉积环境。石油工业出版社。
10. R.C.塞利著，陆伟文等译，1981，地下相分析的概念和方法。石油工业出版社。
11. R.J.韦默著，陈景山译，1982，三角洲和浅海砂岩的沉积、构造及石油分布。石油工业出版社。
12. H.G.里丁主编，周明鉴等译，1985，沉积环境和相，第127-178页。科学出版社。
13. Coleman, J. M., 1982, Deltas, models for exploration. Seconded., International Human Resources Development Corporation, Boston.
14. Fisk, H. N., 1961, Bar-finger sands of the Mississippi delta. in: Peterson, J. A., Osmond, J. C., eds., Geometry of sandstone bodies, AAPG, Tulsa, Okla. p. 29—52.
15. Fisher, W. L., Brown, Jr., L. F., Scott, A, J., McGowen, J. H., 1969, Delta systems in the exploration for oil and gas, a reseach colloquium. Bur. of Econ. Geol. University of Texas at Austin.
16. Wright, L. D., 1978, River deltas. in: Davis, R. A., ed., Coastal sedimentary environments. Springer-Verlag, New York.

第八章 非构造圈闭及其勘探

第一节 引 言

由非构造作用形成的圈闭称非构造圈闭。它一般包括地层圈闭、岩性圈闭、水动力圈闭及复合圈闭。M. T. Halbouty(1972) 所论述的隐蔽圈闭——地层圈闭、不整合圈闭及古地貌圈闭大致与非构造圈闭相当。1982年他在《慎重寻找隐蔽圈闭》一书中扩大了原来的概念，认为隐蔽圈闭和人们经常寻找的显性圈闭之间的区别在于：前者是根据目前的勘探方法不容易识别的圈闭，它存在于不整合面之下；还包括至今尚未钻达的深部油气层带及相对未勘探的地区的圈闭。看来，他此时所论述的隐蔽圈闭不仅是地层圈闭、不整合圈闭、和古地貌圈闭，还包括用现有勘探方法难以发现的构造圈闭和未进行勘探地区的所有圈闭。所以，隐蔽圈闭的概念不等于非构造圈闭。这一术语自1980年前后介绍到我国以来，引起了石油地质工作者的不同看法。大多数人认为，从石油地质角度来看，这一术语没有确切的含义，它只能作为识别被调查圈闭难易程度的一种尺度（甘克文，1984)。因为隐蔽圈闭与不隐蔽圈闭是相对的、暂时的、有条件的。

非构造圈闭可以形成大油气田已为人们所认识。例如，世界上特大油田之一的玻利瓦尔湖岸油田就是一个地层圈闭油田，石油可采储量为41×10^8t，其产量占委内瑞拉总产量的70%以上。美国普鲁德霍湾油田可采储量为13×10^8t，利比亚的萨利尔油田可采储量为10×10^8t，加拿大的帕宾那油田可采储量为3×10^8t，，它们都是世界著名的非构造圈闭油气田。1972年，M. T. Halbouty对世界190个可采储量在4×10^7t以上的油田、80个可采储量在$5\times10^{10}m^3$以上气田的统计资料表明，其中有20个油田和5个气田属于非构造圈闭，它们分别占被统计总油气田数的10.5%和6.3%。二者合计为25个油气田，占被统计油气田总数的9.2%。R. E. King 1975年的研究结果表明，在当时已发现的非构造圈闭中的油气可采储量占世界石油可采总储量的10%还多。

以上述资料看，虽然非构造圈闭中的油气储量所占比重不大。但是，众所周知寻找构造圈闭比非构造圈闭要容易得多，因此，已有的统计资料只能反映当前的勘探水平，并不代表实际情况。那么，非构造圈闭与构造圈闭的数量及其中油气储量的实际比例将关系到在构造圈闭被大量发现之后，在非构造圈闭中还能找到多少潜在油气储量这样一个重要问题。对这一问题要作出确切的回答比较困难。但大量的事实表明，非构造圈闭中石油的可采储量远远大于目前所统计的比例数。

美国俄克拉何马州是一个经过详细勘探的地区，在其中部的一个密集勘探区，平均每平方公里钻了1.1口井，共发现124个油气田，其中非构造圈闭油气田93个，占已发现油气田总数的78%。所以专家门认为，虽然还不能说该区油气田都已找到了，但非构造圈闭与构造圈闭成3.5:1，可能是二者最接近客观情况的比例关系❶ 。类似的情况，如落基山区

❶ 石油情报研究所，1981，隐蔽油气藏的勘探。

丹佛盆地中的非构造圈闭油气田占已发现油气田总数的70%、堪萨斯州为75%。这些地区非构造圈闭中的油气储量大约占探明总储量的50%，即构造圈闭与非构造圈闭中的油气储量为1:1。

我国江汉盆地潜江凹陷北部地区已进行了详细的地质勘探。该区平均每$2km^2$钻一口井，每平方公里已作6km地震测线，已发现的非构造圈闭油气藏面积为构造圈闭油气藏面积的3倍。非构造圈闭中已探明的一、二级油气地质储量占该区探明地质总储量的50%❶，也就是说，二种油气藏面积的比为3:1，其储量比则为1:1。此比例数值与上述美国几个地区的情况大致相同。

在渤海湾盆地济阳坳陷中，目前已探明储量中的21%来自非构造圈闭。对该坳陷油气资源量预测的结果表明，还有23×10^8—32×10^8t的储量未找到❷。这些储量的大部分可能储集在还未找到的非构造圈闭中。如果其中一半聚集成为可以开采的油气田，那么在该坳陷中还可以找到10多亿吨储量。这样，构造圈闭与非构造圈闭中的油气储量可以达到1:1。近几年来的勘探实践证明这一看法是正确的。

这些事实是偶然的、个别的现象还是具有一定的必然性和代表性仍然需要在今后的勘探实践中去检验。但在我国，油气勘探程度要达到象俄克拉何马州和江汉盆地某些勘探区那样的密度还为数有限。例如，松辽盆地为我国著名的含油气盆地，面积$26\times10^4km^2$。1980年以前大约打了330口探井，平均$780km^2$才有一口探井。近年来正在开展深入的勘探工作，已经找到了几亿吨地质储量。这些储量几乎全部储集在非构造圈闭中。从现已掌握的地质资料来看，这里的勘探远景还是很大的。

我国东部地区已经作了大量油气勘探工作，但总计钻井数不过20000多口，平均$47km^2$仅钻一口井。然而，美国得克萨斯州和路易斯安那州就打了800000多口井，平均每$1.3km^2$一口井。就是在这样的勘探密度下，专家们估计，还可找到现已探明储量的30%左右的储量。这些储量只能储集在目前还未发现的非构造圈闭中。可见，我国东部地区非构造圈闭中油气潜在储量还是很大的。

当前，美国非构造圈闭中油气储量占总储量的43%，采油量占总采油量的45%❸。有人估计，美国未来石油产量的75%将来自非构造圈闭。在苏联，非构造圈闭也被认为是今后提高油气储量和产量的重要勘探对象。至于在我国及世界上其它未充分勘探地区，毫无疑问，非构造圈闭将愈来愈显示出其勘探价值。正如第十二届国际石油会议所指出的那样，非构造圈闭已成为老油区油气勘探的主要方向。

第二节　非构造圈闭类型

对非构造圈闭的分类直到目前为止，还没有统一的意见，其原因在于这类圈闭成因的复杂性和形状的多样性。据不完全统计，曾公开发表过的分类意见就有50多种。总的来看，这些分类意见向着更加详细、实用的方面发展（表8-1），但也存在着重大的分歧。分歧

❶ 倪昌祥，1983，潜江凹陷隐蔽油气藏形成地质条件及其今后勘探方向的探讨。

❷ 宋永生，1983，济阳坳陷隐蔽油气藏的地质特点及分布。

❸ 张凤坪，1983，形成非构造油气藏的若干沉积环境。

表 8-1 国外非构造圈闭主要分类情况表

A.L.Levorsen (1954)			M.T.Halbouty (1972)		G.Rittenhouse (1972)		A.T.Alekcuh (1971)
地层圈闭	原生地层圈闭	碎屑岩中的透镜状圈闭 化学岩中的透镜状圈闭	地层圈闭	沉积圈闭 沉积后圈闭	地层圈闭	岩相变化圈闭 成岩圈闭	岩性圈闭
	次生地层圈闭(不整合圈闭)		不整合圈闭			不整合面上圈闭 不整合面下圈闭 不整合面上下圈闭	地层圈闭
			古地貌圈闭				
流体圈闭							
混合圈闭							构造-岩性圈闭 构造-地层圈闭 岩性-地层圈闭

主要表现在非构造圈闭的分类原则上。例如，M. T. Halbouty把寻找圈闭的难易程度作为圈闭的分类原则，所以他把圈闭分为隐蔽圈闭和显性圈闭二大类型。A. L. Levorsen 则把由于地层、岩性、岩相变化所形成的圈闭都归属于地层圈闭范畴。而 G. Rittenhouse则强调了不整合在非构造圈闭分类中的重要性。

本文充分考虑了前人已有分类方案，同时吸收了石油地质学最新研究成果，将形态分类与成因分类结合提出了一个分类意见（表8-2），作为本文讨论非构造圈闭的基础。

从表8-2可见，非构造圈闭类型可分为地层圈闭、岩性圈闭和水动力圈闭三大类。地层圈闭是由于地层间的沉积间断或曾遭受剥蚀而形成不整合或区域性的假整合，位于其上或下的储集层为一套不渗透层所覆盖并与不整合面一起构成遮挡而形成的圈闭；岩性圈闭是由于岩石的岩性或物性发生变化而形成的圈闭；水动力圈闭则是由于地层水沿着储集层在向下倾方向流动时，当下降的水压梯度增大并形成了可以阻挡和聚集靠浮力往上倾方向运移的油气而形成的圈闭。这三种圈闭的成因不同、形态不同、勘探方法也不同。它们可以与构造圈闭并列而成为主要的圈闭类型。

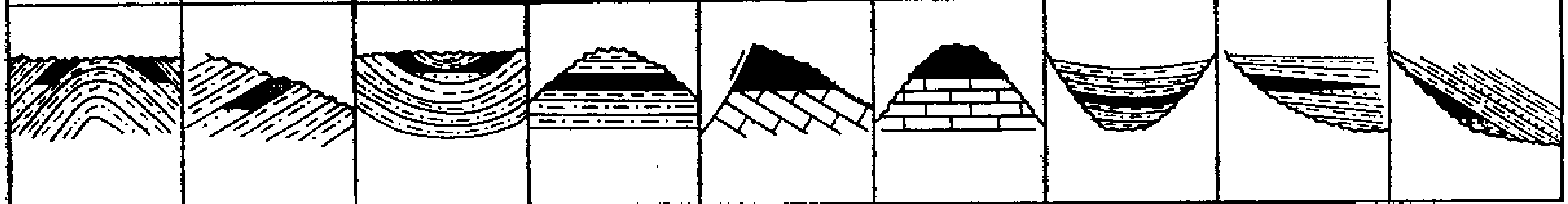
一、地层圈闭

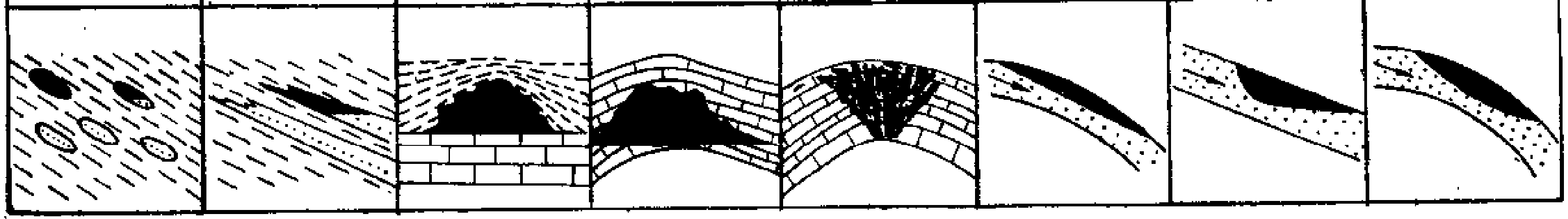
考虑到地层圈闭的形成与不整合面的关系极为密切，所以把地层圈闭分为不整合面之下和不整合面之上两个亚类。

位于不整合面之下的地层圈闭又可以分为两类：一是与不整合面之下的地层产状有关，而不论其地形起伏如何；二是与古地形起伏有关，而不论不整合面之下的地层产状如何。前者称为与地层产状有关的地层圈闭，后者称为与古地形起伏有关的地层圈闭。

与地层产状有关的地层圈闭有背斜状、单斜状、水平状和向斜状四个小类。不整合面是这些圈闭的重要遮挡面，它可以是水平的、倾斜的、上拱的或下弯的。也就是说，这类

表 8-2　非构造圈闭分类表

<table>
<tr><td colspan="9">地　层　圈　闭</td></tr>
<tr><td colspan="6">不整合面以下地层圈闭</td><td colspan="3" rowspan="2">不整合面以上地层圈闭
（与地层超覆有关的地层圈闭）</td></tr>
<tr><td colspan="4">与地层产状有关的地层圈闭</td><td colspan="2">与古地形有关的地层圈闭</td></tr>
<tr><td>背斜状
地层圈闭</td><td>单斜状
地层圈闭</td><td>向斜状
地层圈闭</td><td>水平状
地层圈闭</td><td>构造潜山
地层圈闭</td><td>侵蚀潜山
地层超闭</td><td>与河流沉积有关的
地层超覆圈闭</td><td>与湖(海)相沉积有
关的地层超覆圈闭</td><td>与冲积物沉积有
关的地层超覆圈闭</td></tr>
<tr><td colspan="9"></td></tr>
</table>

<table>
<tr><td colspan="5">岩　性　圈　闭</td><td colspan="3">水　动　力　圈　闭</td></tr>
<tr><td colspan="3">原生岩性圈闭</td><td colspan="2">次生岩性圈闭</td><td colspan="3"></td></tr>
<tr><td>各种成因的
透镜状圈闭</td><td>各种成因的
上倾尖灭圈闭</td><td>各种成因的
不规则状圈闭</td><td>与淋滤、溶解及交代
作用有关的
次生岩性圈闭</td><td>与裂缝作用有关的
次生岩性圈闭</td><td>与构造鼻、挠曲有关的
水动力圈闭</td><td>与单斜有关的
水动力圈闭</td><td>与前二种因素共同有关
的水动力圈闭</td></tr>
<tr><td colspan="8"></td></tr>
</table>

圈闭的遮挡面起伏（即不整合面起伏或称古地形起伏）可以是任意的，圈闭的形态主要取决于地层的产状。正是这种形态决定着油气藏的形态和勘探、开采方法，所以将它们分别命名为背斜状、单斜状、水平状和向斜状地层圈闭。倒如柴达木盆地尖北圈闭为背斜状地层圈闭、下辽河坳陷西斜坡的曙光圈闭为单斜状地层圈闭、加拿大的埃平-南温圈闭为水平状圈闭、渤海坳陷的渤中1井区圈闭为向斜状地层圈闭（图8-1）。这里所指的背斜状或向斜状地层圈闭，有时呈半背斜状或半向斜状。

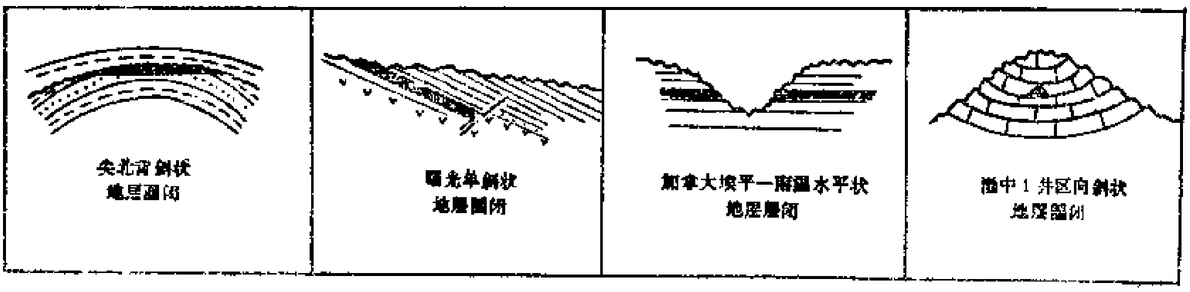


图 8-1　与地层产状有关的地层圈闭

与古地形起伏有关的地层圈闭也位于不整合面之下，但它的形成是由于地层长期遭受风化、淋滤、溶解等作用在其中形成良好的储集层而成为圈闭的，圈闭的底界大致位于某一水平面上，即圈闭的形态与地层产状无关。当其被油气充满时，则油气藏的底界是水平的。我国称这类圈闭为潜山圈闭，实际上是与古地形起伏有关的地层圈闭。根据其成因又可以分为与构造作用（褶曲、断裂）有关的和与侵蚀作用有关的两种。这两种圈闭均指其形成时的主要地质作用而言，因为构造作用形成的地层圈闭必然要受侵蚀作用的影响，侵蚀作用形成的地层圈闭也包含着构造的作用。它们二者之间的区别在于前者经过褶曲或断裂使地层变为倾斜的或者弯曲的；而后者的地层仅经过相对的升降运动，因而其产状仍近于水平。

与构造作用有关的地层圈闭如任丘圈闭。它的形成主要是由于断裂运动使古生界及其以前的地层断开并形成翘倾断块，在断块的翘起部位由于风化、淋滤、溶解作用形成了良好的储集体，第三纪地层将其覆盖形成遮挡面，从而构成了地层圈闭。与侵蚀作用有关的地层圈闭如济阳坳陷的义古991地层圈闭。该圈闭的形成主要是由于在地史时期奥陶系石灰岩长期暴露地表，遭受侵蚀，形成了高低起伏不平的古地形，在古地形的高部位产生了大量的溶蚀性孔隙，构成了良好的储集体，后来地壳下沉，被石炭-二叠系和中生界覆盖形成地层圈闭（图8-2）。

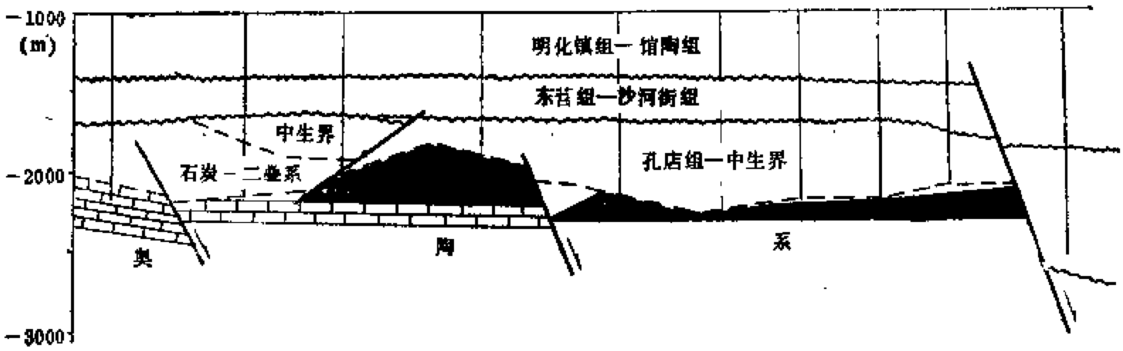


图 8-2　济阳坳陷义古991地层圈闭油气藏剖面图

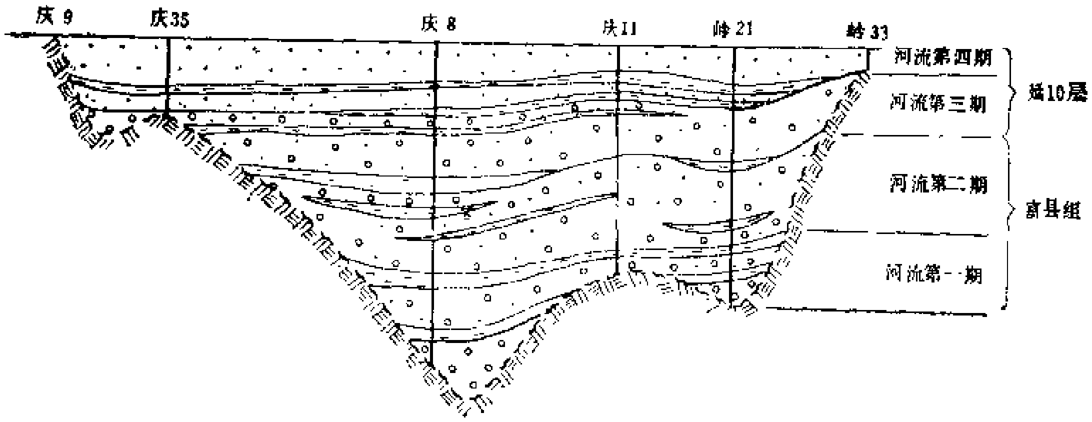


图 8-3 陕甘古河谷两侧地层圈闭示意图

（据长庆油田，1984）

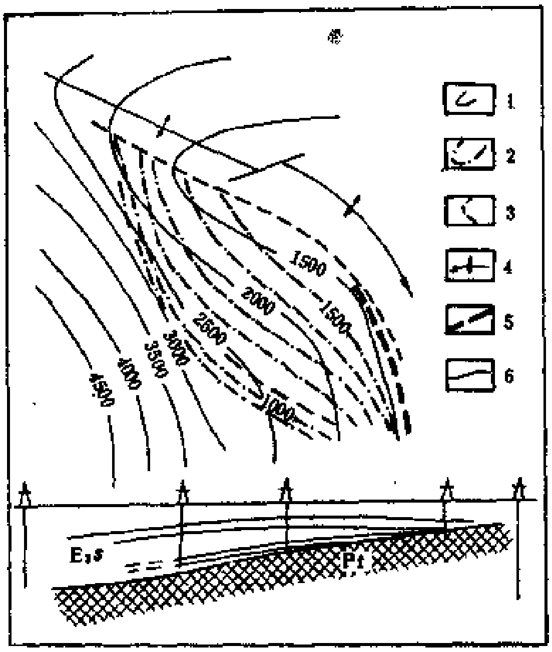


图 8-4 青海柴达木盆地马海气田构造图及剖面图

1.变质岩基底等深线 2.构造等高线 3.超覆边界 4.背斜轴线 5.气藏 6.断层

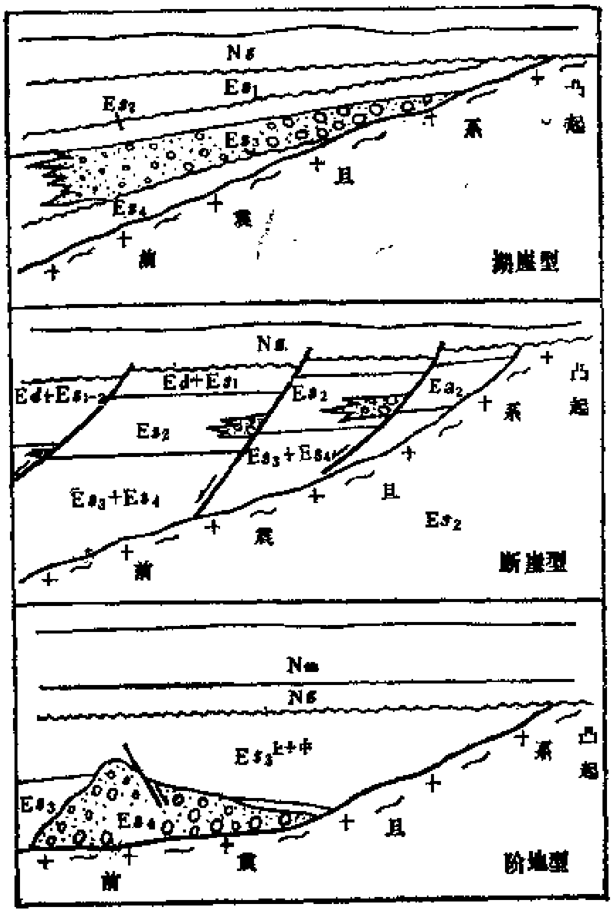


图 8-5 东营凹陷陡岸一侧与冲积物有关的几种地层圈闭

（据胜利油田）N_m.上第三系明化镇组 N_g.上第三系馆陶组 E_d.下第三系东营组 E_s.下第三系沙河街组

不整合面以上的地层圈闭与各种成因地层超覆有关，即储集层超覆于不整合面之上，其上又为连续不断的不渗透层所覆盖，从而形成圈闭。

地层超覆可以是局部充填式的，也可以是区域性广覆式的，前者如古河谷中的充填式超覆，后者如盆地斜坡地带的超覆。因此，超覆的地层可以是河流相、湖相或海相，甚至一些地区的风化堆积、山麓堆积、冲积堆积都可以造成局部性的超覆而形成地层圈闭。所以，不整合面以上超覆地层的成因是多种类型的，只要搞清楚了它们的成因，其分布规律也就会逐步搞清楚，这对寻找这类圈闭很重要。例如，陕甘宁盆地延长组顶面的古河谷为侏罗系富县组和延安组的河流相沉积物所充填，使此二组中的一些储集层直接与不整合面接触，其上为不渗透层所覆盖，从而形成地层圈闭（图8-3）。

湖相或海相地层超覆在不整合面之上而形成的圈闭，一般多分布在盆地的斜坡地区或隆起、坳陷的翼部。例如，柴达木盆地马海隆起翼部的地层圈闭是由湖相的下第三系超覆在元古界之上面形成的（图8-4）。

冲积物超覆在不整合面之上而形成的圈闭多发生在盆地的陡岸一侧。这里由于地形陡峻、紧邻物源区，季节性洪水很容易把物源区的碎屑物质带入湖盆内，超覆沉积在不整合面之上，其上再为半深湖相不渗透层所覆盖，从而形成地层圈闭。例如东营凹陷是一个北陡南缓、北深南浅的箕状断陷，其北侧为由前震旦系及古生界组成的陈家庄和宾县凸起。凸起地形高峻，当山洪瀑发时，把大量碎屑物质带入湖内形成了数个水下冲积扇。最大的一个是单家寺水下冲积扇，其面积达35km²，形成了不整合面之上的地层圈闭，目前已在其中发现了工业油气流。其它几个水下冲积扇正在勘探，其油气前景也非常好。图8-5是东营凹陷陡岸一侧与冲积物有关的几种地层圈闭。

总之，地层圈闭可以单独或同时存在于一个地区不整合面之上下，可见，要寻找地层圈闭，研究不整合面上下地层成因、分布及其变化，情况极为重要。

二、岩性圈闭

根据岩性圈闭的成因将其分为原生岩性圈闭及次生岩性圈闭。原生岩性圈闭是指岩石在形成时由于岩性或物性发生变化而形成的圈闭。次生岩性圈闭为岩石在成岩期间或成岩以后发生化学、物理化学或物理学等作用而使其岩性或物性发生变化形成的圈闭。毫无疑问，在原生岩性圈闭中包含着一些次生岩性圈闭形成时的地质作用，反之亦是。

一般来说，在一个地区勘探工作的初期，要搞清岩性圈闭的成因比较困难，但随着勘探工作的深入是可以逐步搞清的。只有搞清楚其形成原因，才能确定有效的勘探方向。例如河流透镜状砂岩圈闭与岸边砂坝透镜状砂岩圈闭的寻找方向显然不同。搞清楚岩性圈闭的成因乃是寻找更多同类型岩性圈闭的重要途径。

原生岩性圈闭根据其形态可以分为透镜状、上倾尖灭及不规则状等圈闭。由于其成因多样，故依其成因给其形态以相应的名称。这一名称既表明了圈闭的形成原因，又说明了其形态特征。例如透镜状砂岩圈闭属河流成因的，则给以河流透镜状砂岩圈闭的名称。同样，由三角洲前缘砂坝形成的上倾尖灭圈闭也给以相应的名称，即三角洲前缘砂坝上倾尖灭圈闭。其它情况类推。

透镜状砂岩圈闭一般可以分成与河流、浊流、沿岸流和三角洲沉积体系有关的几种类型（R. E. King, 1972；C. E. B. Conybeare, 1976；R. R. Berg, 1978）。与河流沉积有关的透镜状砂岩圈闭主要分布在河道中心线的两侧，特别是在河曲的内侧。那里由于水流速

度减低，所夹带的碎屑沉积物容易沉积下来。在形状上，这种砂岩体多呈弓形，沿着河道呈带状分布。例如，美国怀俄明州南格林洛克油田下墨叠层中两个透镜状砂 岩圈 闭(图8-6)。

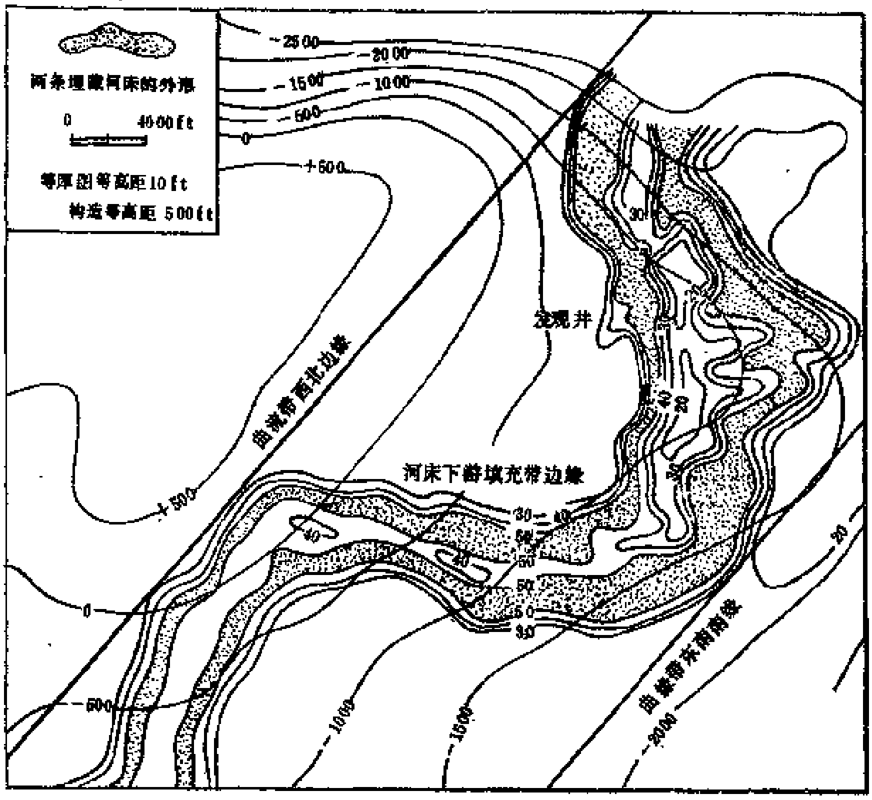


图 8-6 南格林洛克油田下垦叠层河床等厚图
(油气被圈闭在透镜状砂岩体中)
1ft = 0.3048m

浊流透镜状砂岩圈闭则沿着浊流水道分布。浊流水道多发育在盆地或坳陷的斜坡地带或沉积中心地区。图8-7是黄骅坳陷沙一段沉积环境示意图，在深水湖区发 现 浊流沉积，其中有几个大的矿岩体存在，它们可能构成透境状砂岩圈闭。

岸边砂坝透境状砂岩圈闭沿着古海（湖）岸线分布。当水流遇到古隆起阻挡时，则沿着古隆起的斜坡流动，如其流速减缓，则所夹带的碎屑物质就会沉积下来形成透镜状砂岩体。所以岸边砂坝透镜状砂岩圈闭除沿着古海（湖）岸线分布以外，在古隆起的斜坡地带也常有发现。图8-7下部的左、右两侧，为黄骅坳陷东西沿岸分布的两条岸边 砂坝 透镜状砂岩体，它们可以形或透镜状砂岩圈闭。

苏联达旦和科米-列尔米亚茨隆起斜坡部位的古砂坝及美国尼马哈和奥 扎尔克两 个隆起斜坡上的砂坝都是古水流遇阻后沿着古隆起斜坡区形成的（图8-8)。

与三角洲及水下冲积扇有关的透镜状砂岩圈闭主要分布在三角洲或水下冲积扇的前缘较深部位，其形态有时明显，有时则不明显而呈席状砂岩体，它们均可形成圈闭。例如，松辽盆地三肇凹陷、古龙凹陷中的宋芳屯油田、高西油田等均属于与克山-杏树岗三角洲有关的透镜状砂岩圈闭（图8-9)。

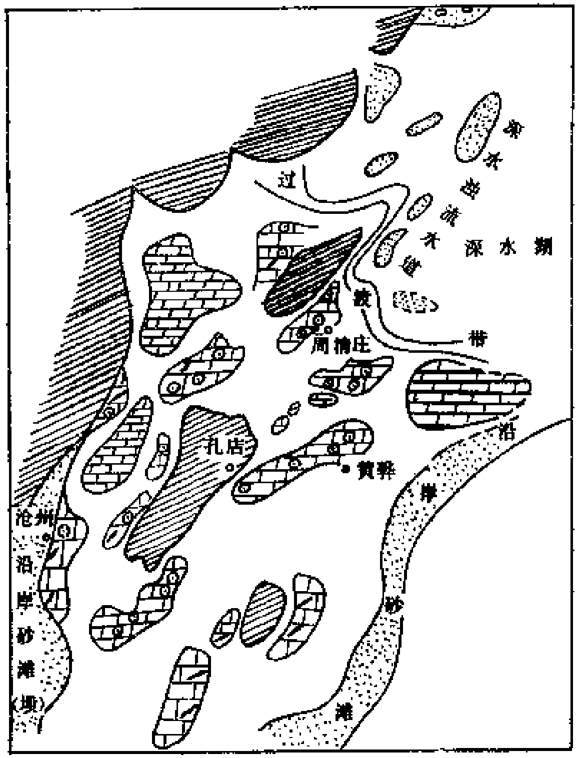


图 8-7　黄骅坳陷沙一段
沉积环境示意图
(据王德发，1983)

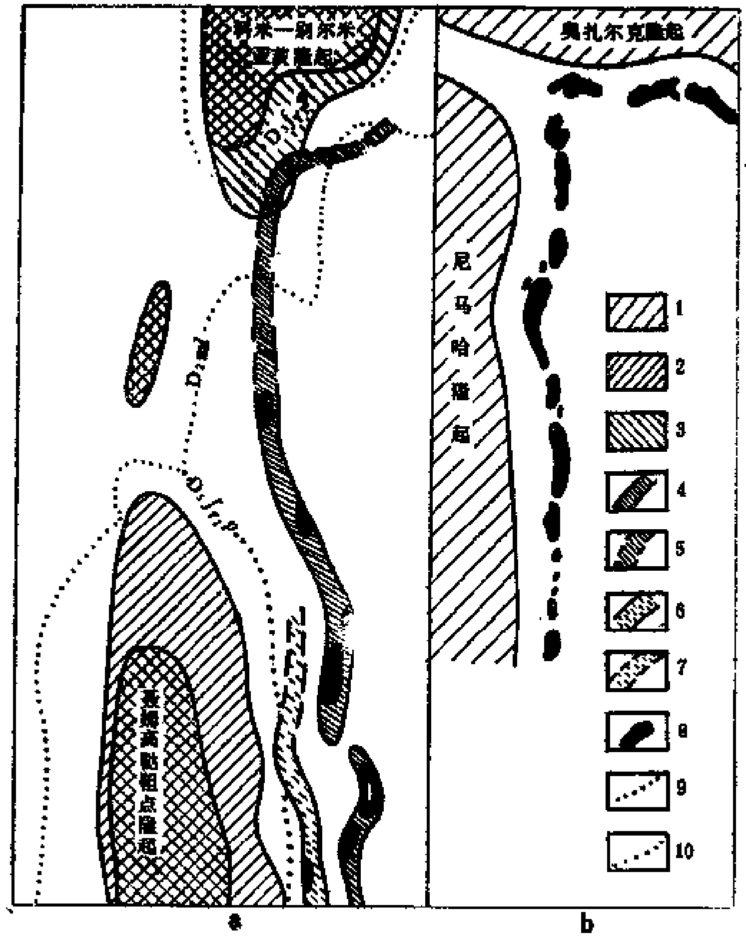


图 8-8　a 苏联达旦及科米-别尔米亚茨隆起翼部的泥盆系木拉及巴什层中的砂坝分布图　b 美国尼马哈及奥扎尔克隆起翼部宾夕法尼亚系车罗基层中的砂坝分布图
1．宾夕法尼亚期陆地　2．巴什期陆地　3．木拉期陆地　4,5．巴什期砂坝分布区　6,7．木拉期砂坝分布区
8．探明的砂坝油藏　9,10．巴什层、木拉层分布范围

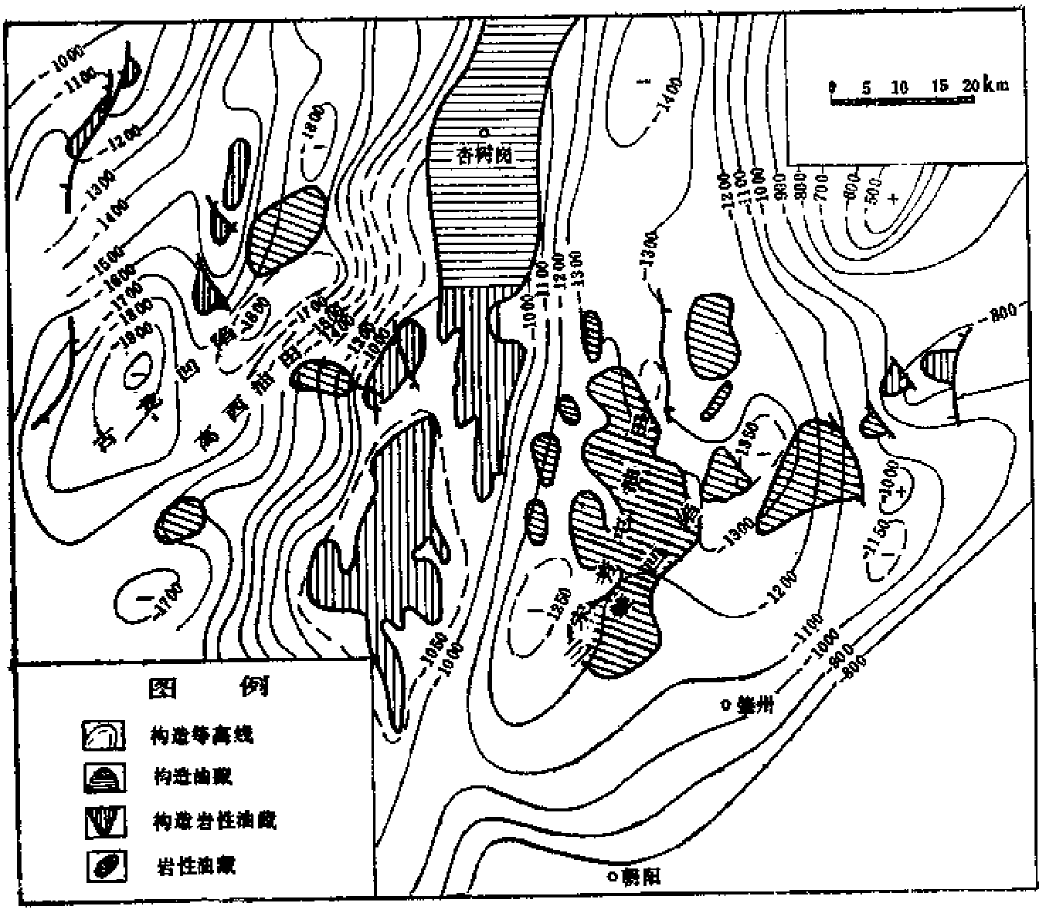


图 8-9 松辽盆地姚家组一段葡萄花油层各类圈闭油藏分布图

（据大庆油田，1983）

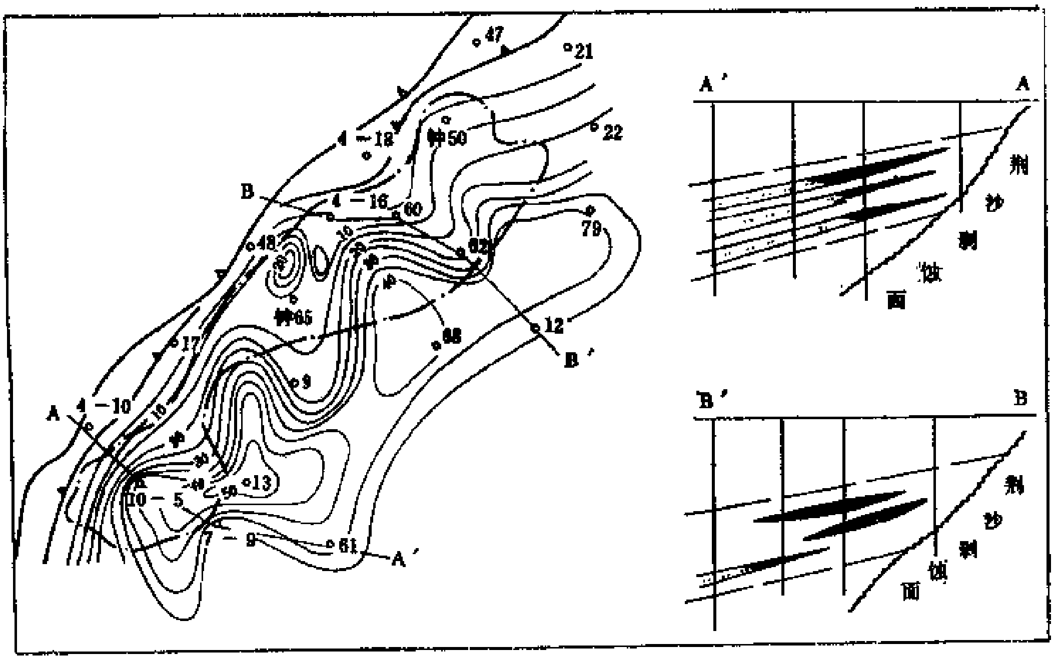


图 8-10 江汉盆地钟市油田潜江组油藏平面图及剖面图

（据江汉石油管理局）

上倾尖灭圈闭一般分布在盆地（坳陷、凹陷、向斜）的斜坡地带，但在隆起、潜山、生长背斜的翼部，即古地形的斜坡地带均可能出现。例如，江汉盆地钟市油田潜江组上倾尖灭圈闭(图8-10)。

上倾尖灭圈闭可形成于沙泥岩地层中，也可以形成于碳酸盐岩地层中。前者在各盆地中均可见到，后者如黄骅坳陷南斜坡渐新统沙河街组一段粒屑灰岩沿斜坡上倾尖灭，同时又被泥岩覆盖而形成周清庄上倾尖灭油田，辽河坳陷中的西部凹陷西斜坡上渐新统沙河街组四段鲕状灰岩往斜坡上发生上倾尖灭而形成了高升油田。美国威利斯顿盆地中部的上密西西比系米兴谷组鲕状灰岩往斜坡方向上倾尖灭形成有60多个油田的油气聚集带。

不规则状圈闭主要是指其形态而言，其储集层可以是生物礁体、碎屑灰岩、鲕粒灰岩或者火山岩体。例如，由生物礁构成的不规则状圈闭主要分布在古海岸线、古岛屿和古泻湖的沿岸地区。这在美国、苏联、加拿大、墨西哥、利比里亚、印度尼西亚等国家都有发现。例如，美国二叠盆地新墨西哥州东南部下二叠统堤礁带中的油田群（图8-11）。

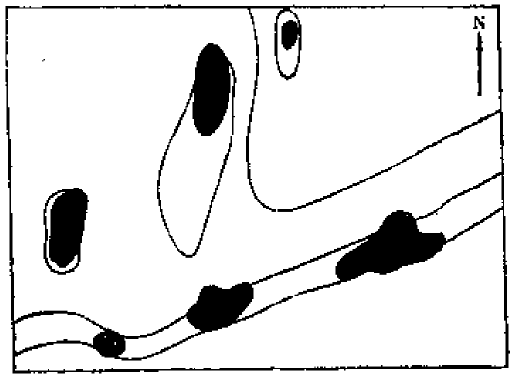


图 8-11 美国二叠盆地东南部下二叠统堤礁带中不规则状油田群

位于火山岩体中的不规则状圈闭取决于火山岩体中储层的形态，其孔隙主要是原生的，但次生孔隙有时也比较发育。目前主要发现于我国东部一些坳陷的火山岩体中。例如，辽河坳陷玄武岩体中的不规则圈闭形成了重要的油气藏。

不规则状圈闭在碳酸盐岩地层中也很发育，主要是鲕状灰岩、生物碎屑灰岩逐步变为泥晶灰岩而形成了不规则状圈闭，其分布主要与水下古隆起、浅滩、岸滩等地区有关。例如，四川盆地下二叠统茅口组阳三^{3}段高能环境下的生物浅滩相区的鲕粒状灰岩，该灰岩孔渗十分发育，它与周围低能环境下各类泥晶灰岩构成了不规则状圈闭（图8-12）。

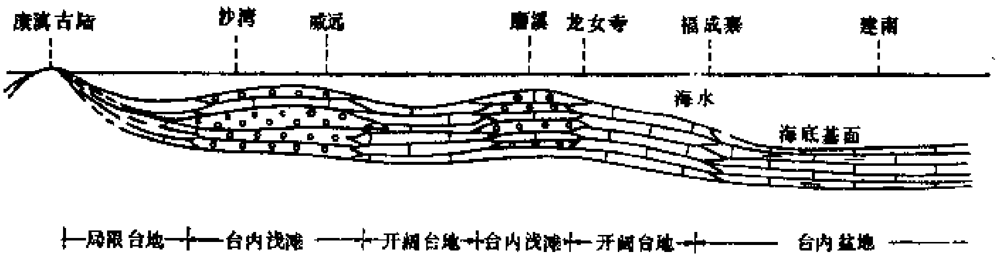


图 8-12 四川盆地茅口组阳三^{3}段岩性岩相横剖面图
（据张继铭等，1984）

自1975年以来，人们发现许多油气田储集层的孔隙是次生的，特别是在一些相当致密的地层中，原来没有或仅有很少量孔隙，只是后来在其它因素作用下形成了次生孔隙而构成岩性圈闭，故称它为次生岩性圈闭。这类圈闭不仅存在于碳酸盐岩地层中，而且在碎屑岩，火山岩地层中亦可发育。次生孔隙形成的主要原因为各种情况下的溶滤作用、交代作用及破裂作用。前两种作用形成的孔隙难以分开，所以把这两种作用形成的次生岩性圈闭统称

为溶滤-交代型岩性圈闭；把主要由破裂作用形成的岩性圈闭称裂缝型岩性圈闭。

W. A. Wescott对德克萨斯州东北部棉花谷砂岩的研究表明，高能沉积环境下的纯净砂岩中的石英很容易次生加大，所以在其成岩过程中，由于二氧化硅的次生加大作用和方解石的胶结作用而使岩石变致密，从而失去了形成原生岩性圈闭的可能。在低能沉积环境中形成的混杂有碎屑粘土的砂岩，由于碎屑粘土阻止了石英次生加大，后通过溶解作用，交代作用生成次生孔隙，使在低能环境中的下滨面和后障壁坝致密砂岩变成了较好的储集层，并形成了次生岩性圈闭（图8-13）。

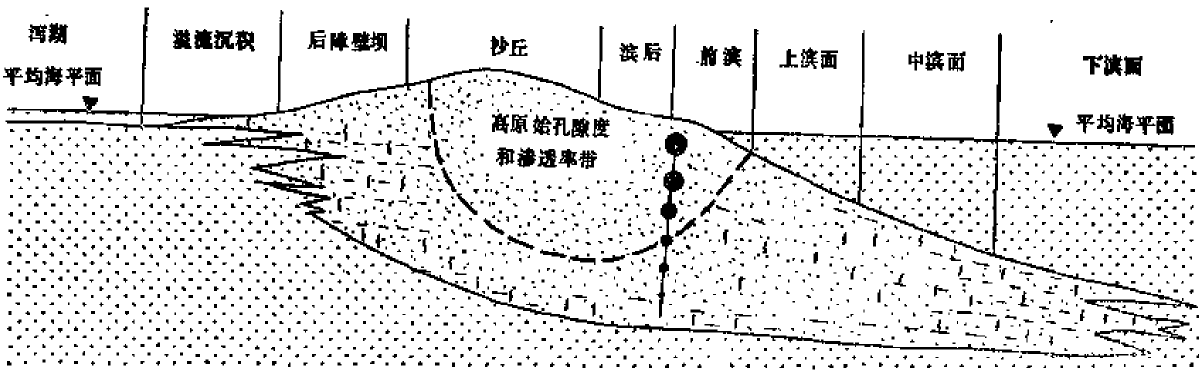


图 8-13 美国德克萨斯州东北部棉花谷障壁岛综合沉积模式图

（据W. A. Wescott）

四川盆地八角场构造为一平缓的背斜，主要产气层为侏罗系大安寨灰岩。高产区的分布与构造因素关系不大，而与该区第三期无铁方解石充填以后发生溶蚀作用，形成次生溶孔有关。图8-14中无铁方解石区是次生孔隙最发育区，即次生岩性圈闭的所生地区。

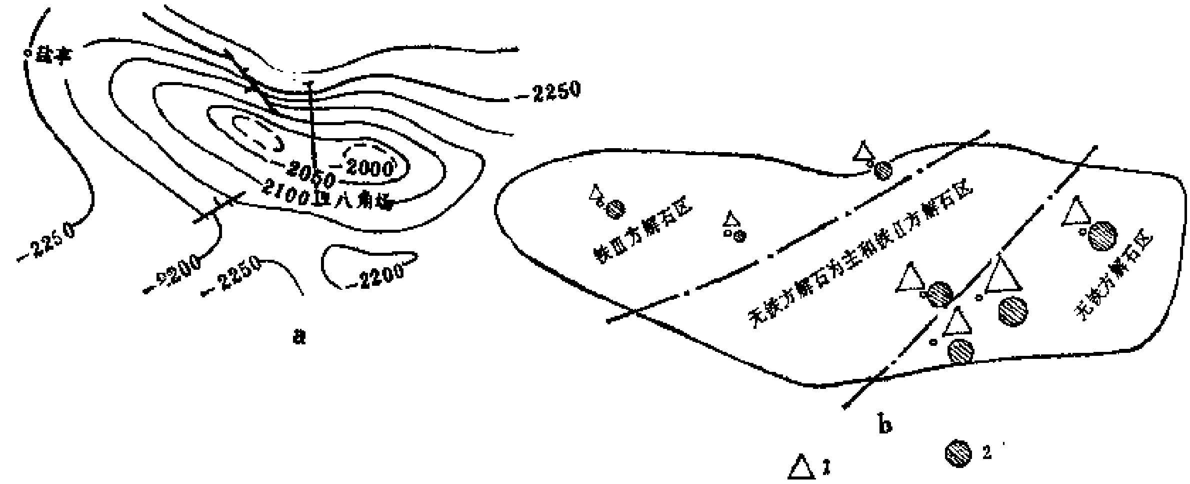


图 8-14 四川盆地八角场油田构造图（a）及大Ⅲ油层胶结物（铁方解石）分区及溶孔发育程度图（b）

1. 根据薄片资料统计的溶孔 2. 根据铸体资料统计的溶孔 （符号的大小代表溶孔的发育程度）

（据强子同等，1978）

对陕甘宁盆地延长统三角洲前缘及平原分流河道相砂岩体的研究表明❶，在成岩早期，这些砂岩体的孔隙由于胶结物的充填使原生孔隙降低而变成低渗透砂岩体。但到了成岩中期，发生了溶蚀作用，溶去了砂岩体中很多浊沸石、碳酸盐碎屑物、胶结物及长石等，促

● 朱国华，1983，陕甘宁盆地上三叠系延长统低渗透砂岩体和次生孔隙砂岩体的形成。

使了次生孔隙的形成。地层水在渗流过程中所携带的重碳酸盐遇到泥质岩、粉砂岩夹层时受阻，重新析出形成了致密隔层或致密带，从而形成了次生岩性圈闭。

由以上几个例子可以看出，这类次生岩性圈闭的形成主要受岩石的成分和结构、地层水性质和数量的控制，只要条件合适，在地层中就可能形成次生岩性圈闭。

关于裂缝型圈闭，有人主张将其归入构造圈闭类型中，也有人认为应划到岩性圈闭类型中。考虑到这类圈闭其所以能够储集油气是由于裂缝形成了孔隙空间和沟通了粒间孔隙的结果。裂隙形成的原因很多，它既可以与构造作用（褶皱，断裂作用）有关，也可以与岩石的压实脱水，重结晶作用有关。但这些作用所形成的裂隙对原生孔隙来说都是次生的，由其形成的圈闭也就应属于次生岩性圈闭的范畴。

这类圈闭可以形成于页岩、泥岩、砂岩、碳酸盐岩及各种火成岩体中。例如，苏联西西伯利亚含油气区中的萨雷姆和普拉夫丁油田，曾获得日产8×10^3t轻质原油的高产纪录，它是一个位于巴日洛夫泥板岩中的裂缝型圈闭。裂缝的形成是由于蒙脱石变成水云母时分离出来的束缚水产生高异常压力所致。

美国阿帕拉契亚盆地泥盆系页岩中的裂缝型圈闭生产大量天然气，估计储量有$13\times10^{14}m^3$。页岩中原先没有如此多的有效孔隙，只是在次生裂缝网形成之后才成为圈闭的。伊拉克的基尔库克油田、加拿大的斯尼拉瑞克气田、墨西哥的雷佛尔马油田等都是位于碳酸盐岩中的裂缝型岩性圈闭。

在四川的碳酸盐岩地层中，已发现了几十个裂缝型岩性圈闭气田。它们的平均孔隙度仅为2%，渗透率也小于$0.001\mu m^2$(1md)。显然，这种良好的渗透性是由裂缝造成的。大量的油气赋存在与这些裂缝有关的孔隙中。这些气田储集层的原生孔隙在成岩阶段几经改造多已消失，目前所见的孔隙多是后期构造运动形成的裂缝和沿其分布的溶蚀孔隙。裂缝愈发育，储渗体的连通性愈好，愈有利于圈闭的形成。随着裂缝的消失，储济体的连通范围也就终止了，从而构成了储渗体的边界，即裂缝型岩性圈闭的边界（张继铭，1984）。也就是说，这种圈闭的优劣和范围的大小是由裂缝的发育方向、密度和分布范围决定的。

三、水动力圈闭

在潘钟祥(1986)主编的《石油地质学》中，对这一类型圈闭已有比较详细叙述，在此不再重复。

除上述之外，非构造圈闭类型还有由地层圈闭、岩性圈闭和水动力圈闭三者或其中二者联合组成的复合圈闭。不过因其中常常以某一种为主，另一种便不易被人所重视，所以典型例证不多。

第三节　非构造圈闭的勘探方法

与构造圈闭相比，非构造圈闭的勘探确实难度大、需时长、投资多而经济效益较低。但从实际情况来看，非构造圈闭随着勘探程度提高而愈益重要。要使这类圈闭的勘探达到理想的经济效益，必须在勘探方法上不断改进、完善、创新，这是摆在油气地质工作者面前的一个重要任务。现对目前勘探这类圈闭的的方法简述如下：

一、地质法

（1）从油气生成、运移、聚集的基本理论出发，确定勘探非构造圈闭的重点地区勘

探油气的一般作法是先找构造圈闭，后找非构造圈闭。当主要的构造圈闭被钻探之后，剩余的未被发现的油气资源量多储集在难以寻找的非构造源闭中。如果已勘探的构造圈闭储集了预测总资源量的绝大部分，那么非构造圈闭对油气的聚集作用也就不大了，反之亦然。例如，对松辽盆地黑龙江省境内白垩系油气资源量预测的结果表明，还有大约 10×10^{8}t 的储量未找到。这些储量的绝大部分储集在还未发现的非构造圈闭中。因此，该盆地内非构造圈闭的勘探远景还是很大的。问题是什么地区是勘探非构造圈闭的重点地区。

确定勘探非构造圈闭重点地区的方法是：将研究区内已发现的各类圈闭油气田（藏）叠置在单位重量生油岩的生、排烃量图上，以确定油气运移的大约距离及与各类圈闭的关系。在好和比较好的生油岩的生、排烃量范围内，除构造圈闭发育以外的其它地区就是寻找非构造圈闭的重点地区。要重视研究在寻找构造圈闭油气田（藏）过程中偶然发现的非构造圈闭的形成原因和分布规律，它是确定或扩大非构造圈闭勘探地区的重要线索。因为非构造圈闭的形成是在一定的构造背景上，受沉积环境或不整合面控制成片成带分布的。所以，在一个地区，如果发现了一个非构造圈闭油气田（藏），则往往可以发现一系列非构造圈闭油气田（藏）。例如，把松辽盆地已发现的油气田叠置在单位重量生油岩的生、排烃量图上，发现非构造圈闭油气田位于生、排烃量的高值区——三肇凹陷和古龙凹陷地区；而构造圈闭油气田分布在生、排烃量的中值区。可见，只要在三肇凹陷和古龙凹陷中有非构造图闭存在，它就可能形成油气田（藏），故这两个凹陷是勘探非构造圈闭的重点地区。近几年来的勘探实践证明，这种看法是正确的。现已在该地区发现了数个非构造圈闭闭油气田，地质储量达几亿吨。

（2）加强构造圈闭与非构造圈闭关系的研究，以确定非构造圈闭的分布　在油气勘探工作中，注意研究构造圈闭与非构造圈闭之间的相互关系，有助于人们有目的地去揭示非构造圈闭的分布。龙其是对构造套圈中储集层的成因研究，可以为人们研究非构造圈闭积累资料、指出方向。例如，松辽盆地大庆长垣是著名的构造圈闭油气田，勘探初期就发现其北部的含油性比南部好。研究结果表明，北部构造圈闭中储集层是克山-杏树岗三角洲沉积体系中分流河道砂岩体和三角洲前缘砂体；面南部构造圈闭中储集层则逐步过渡到前三角洲的席状砂岩体。这些砂岩体与长垣两侧凹陷中的地层同属一个沉积体系，只是后来的构造运动形成了大庆长垣才区分为构造圈闭与非构造圈闭。初看起来，大庆长垣似乎与东西两侧中的非构造源闭没有关系，而实质上，它们之间存在着内在的联系，从而为寻找非构造圈闭指出了方向。

南襄盆地泌阳凹陷中的双河油田是一个鼻状构造，但储集层的等原图与鼻状构造形态十分相似，其油气藏呈上倾尖灭类型。研究结果表明，该圈闭是一个与水下冲积扇砂岩体有关的差异压实鼻状构造。由于到了早第三纪末期，该凹陷西北部急剧抬起，使原向盆地内尖灭的砂岩体同鼻状构造一起发生向相反方向倾斜，形成了上倾尖灭岩性圈闭。所以，在该水下冲积扇的前缘部位，地层发生反向或与区域构造走向斜交的地区是寻找这类岩性圈闭的有利地区。

（3）进行岩相古地理、古地貌、古构造和地质情况的综合分析，确定非构造圈闭的位置　国内外油气勘探实践表明，确定非构造圈闭位置的地质方法，目前仍是岩相古地理、古地貌、古构造和地质情况的综合分析法。具体作法是以小层为对象，分别作砂岩层数图、砂岩厚度图和砂岩含量图。将这些图与构造、图古构造图、古地貌图、古地质图重叠

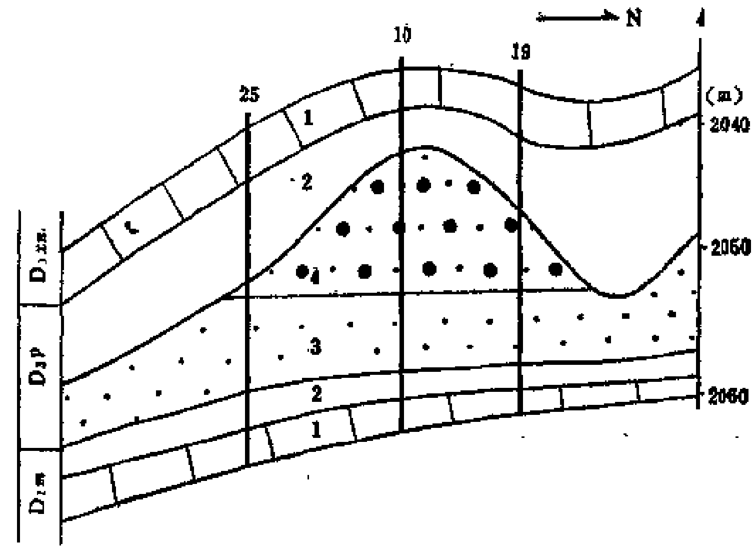


图 8-15 苏联霍木托卡夫油气藏剖面图
1.石炭岩；2.泥质板岩和粉砂岩；3.砂岩；4.含油砂岩

在一起进行研究，就会发现不少的地层、岩性圈闭。例如，苏联巴什基利亚霍木托夫卡油田-油藏就是一个由于砂岩体厚度突然增加而形成的岩性圈闭油气藏（图8-15）。

将这里的砂岩厚度图与构造图叠合后，发现二者的形态大致吻合，从而发现这个岩性圈闭。

泌阳凹陷赵凹油田是一个水下冲积扇指状砂岩体与鼻状构造呈斜交复合关系的构造-岩性圈闭油气藏。将该地区砂岩厚度图

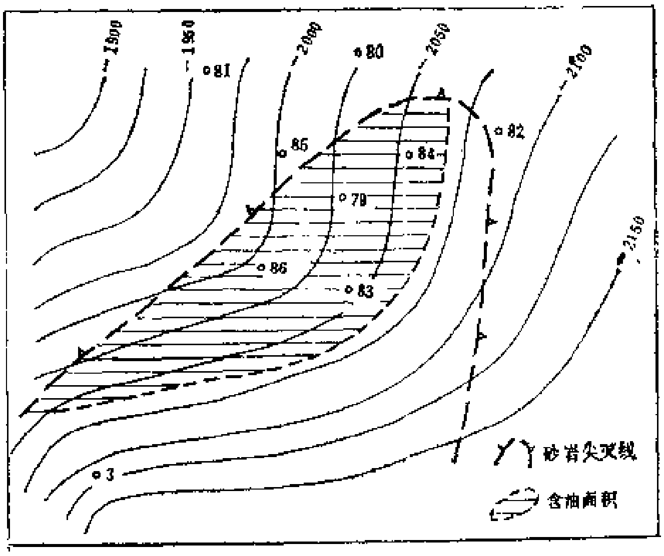


图 8-16 南襄盆地泌阳凹陷赵凹油藏平面图
（据河南油田，1983）

与构造图重叠后即可看出这种关系，砂岩体可以成为鼻状构造的良好储集层，鼻状构造起到圈闭油气作用，从而确定了油藏的具体位置（图8-16）

二、物探法

用地球物理方法寻找非构造圈闭愈来愈重要。特别是随着地震勘探分辨率的提高及资料处理技术的发展，使其与其它方法相比具有不可比拟的优越性。例如，利用地震层速度、反射波的连续性、振幅和频率的大小强弱等地震信息来解释沉积环境、寻找和圈定砂岩体的分布；利用层速度、密度和厚度等资料建立二维或三维地层模型的地震模拟技术；利用反演技术将地震道转换成声波测井剖面来确定砂岩体的发育位置等。此外，烃类直接检测技术也在迅速发展，它为发现非构造圈闭油气藏开辟了另一条途径。可以预言，在不久的将来，人们将象目前研究构造圈闭那样应用物探方法来研究非构造圈闭。

近年来，在我国各沉积盆地中，应用物探方法寻找非构造圈闭已积累了一些经验（田

在艺等，1984），概括起来，归纳如下：

1．与水下冲积扇有关的非构造圈闭勘探方法

首先利用地震资料结合重力和钻井资料，查明水下冲积扇（或三角洲）的位置或轮廓。在盆地陡岸古地形冲沟向湖盆的出口处，一般为水下冲积扇的扇根部位，由扇根向湖盆沉积中心的过渡地区则是水下冲积扇的发育地区。

在地震剖面上，扇根一般为低频杂乱反射带以至反射空白带；扇中则逐步变为低频变振幅反射带；而扇端则为连续的地震反射带。

利用地震反射资料编制扇体各反射层的构造图，将构造图与水下冲积扇分布图叠合起来，确定冲积扇体内圈闭的类型及位置。例如，扇根常超覆于盆地周边基底之上而形成地层超覆圈闭；扇中同沉积背斜和断层比较发育，往往形成背斜-岩性圈闭或断层-岩性圈闭；扇端砂层发生尖灭，容易形成上倾尖灭圈闭。

2．与浊流沉积体有关的非构造圈闭勘探方法

浊流沉积可分为盆地缓坡浊流沉积与盆地深坳陷中的浊流沉积两种类型。前者一般发育在盆地缓坡一侧，它以水下古高地之间的狭谷作为通道向盆地低凹处延伸，故在狭谷部分形成浊流水道砂岩体，在狭谷的出口处则形成深水扇。

在地震剖面上，通常是在相互平行的反射层之间出现一个或一组下弯的反射同相轴，该处就是浊流水道的位置。例如，东营凹陷南斜坡的纯化镇-梁家楼地区沙河街组三段中部的浊流水道在地震剖面上的T_4和T_6两个平行反射波组之间出现了同向轴下弯现象。

浊流水道的下游部分，在地震平缓反射剖面的背景上出现一个轻微向上隆起的丘状地震反射结构，如果它和浊流水道相连，一般来说，应是一个深水扇的反映。

在证实有浊流水道和深水扇的地方，垂直沉积方向作高分辨率的地震剖面，对砂岩体反射特征进行平面对比，圈出砂岩体分布范围，把砂岩体分布图与构造图重叠在一起，即可确定有利的圈闭。

深坳陷中的浊流沉积一般发育在前三角洲到盆地最深部位，主要是由于三角洲前缘的碎屑物质沿着前三角洲的斜坡或者水下陡坡带滑塌形成的碎屑物质以浊流的方式被搬运到盆地低凹部位而沉积下来造成的。这种砂岩体一般与古地形相对低凹部位相一致，砂岩体呈带状分布，其延伸方向与沉积方向一致。

在地震剖面上，要注意在三角洲前积反射结构的下方，如果出现新的弱反射段，一般来说，就是浊流砂岩体的反映，此时，要圈出其分布范围，同时要作出勘探目的层的厚度图。如果等厚图与浊流砂岩体位置相吻合，且位于古地形的低凹部位，这里即可能形成岩性圈闭。

对经钻探证实的砂岩体加密地震测线，将其所得的结果与钻井资料结合起来进行解释，以查明砂岩体的分布范围及可能的油气藏类型。

3．与河流沉积有关的非构造圈闭勘探方法

这类圈闭主要与河道砂岩体有关，包括河底滞流沉积物、点砂坝、河床砂洲等。能成为圈闭中有效储集层的主要是点砂坝与河岸天然堤，两者在剖面上呈渐变分布。

在幼年、壮年期河流发育地区，由于形成了较明显的侵蚀河道和较厚的点砂坝，其在地震剖面上的特征是：在连续性较好的反射层中，局部出现低振幅、低连续性反射段，在平面上呈条带状、树枝状展布。

在低凹平坦的地形上，曲流河道比较发育，其中的点砂坝厚度较薄，一般为5—12m，它常为牛轭湖泥岩封闭而成为圈闭。在多条地震剖面上，利用振幅大小的变化可能确定曲流河道点砂坝的发育部位。例如，松辽盆地三肇地区扶余油层是一个曲流河道砂沉积。其上分布着厚达300m以上的青山口组黑色深湖相沉岩，与扶余油层砂泥岩构成了一个地震反射界面T_2。在此特定地质条件下，选定T_2层之下，将第一、第二相位的强振幅标出，展布在测线平面图上，再把不同测线上强振幅段连片成图，强振幅的平面展布形态就是曲流河道砂坝沉积分布地区。

4．与不整合面有关的地层圈闭勘探方法

这类圈闭有二类：一是位于不整合面之上的圈闭，即新地层逐层超覆在老地层之上而形成的圈闭。它主要分布在盆地（坳陷、隆起）的斜坡地区。在地震剖面上反射波组特征有明显的上超现象。要注意研究上超地震波组中反射相位的变化与分布范围。在砂泥岩剖面上，强反射相位一般代表砂岩地层组，是有利的储集层位。例如，江汉盆地潜江凹陷西斜坡潜江组下部地层的地震反射层中可以划分出A层和B层，A层具有无反射-弱反射特征，B层具强反射层特征。这种反射特征说明，A层是较好的泥岩盖层，B层为较理想的砂岩储集展，它们的上超部位可以形成地层圈闭。要注意研究不同盆地或同一盆地不同地区地震强、弱反射层究竟具体代表什么地质意义，才能充分利用反射坡组特征来确定圈闭的具体位置。

位于不整合面之下的地层圈闭，在地震剖面上的特征是有一个明显的剥蚀面，剥蚀面之下的反射波组与剥蚀面相交，其中的强反射层就是砂岩层段（对砂泥岩剖面来说），是这类圈闭形成的有利部位。例如，东营凹陷面部的馆陶组底部有一层较厚的泥岩与其下的东营组、沙河街组呈不整合接触，馆陶组底部的泥岩构成了遮挡面，使其下部各组砂岩储集层封闭、形成圈闭而含油。

地震勘探能查明潜山的位置、形态和埋藏深度，其原因是它与上覆地层之间存在着一个大的不整合面，容易形成强的波阻抗。所以，潜山顶面的反射波一般具有振幅大、能量强、相位多、视频率低的特点。

在潜山面之上是盆地内沉积物，反射波组特征一般是稳定的、连续的；而在潜山面之下的情况则比较复杂。若潜山由结晶基岩或火成岩组成，则潜山面之下不会产生好的连续反射；若潜山由巨厚的碳酸盐岩组成，则在潜山面之下会出现一片空白的无反射区；若潜山由反射系数较大的互层状沉积岩组成，在潜山面之下则会出现连续性较好的反射界面。在冀中坳陷，应用地震勘探对潜山的研究是十分成功的。

三、钻井法

在一些物探方法难以发挥作用的地区，钻一定数量的井来研究圈闭及区域地质情况成为不可缺少的方法。另外，物探资料确定的圈闭是否准确，其含油性如何，也要布一定数量的井来加以研究。例如，陕甘宁盆地南部地区黄土很厚、北部地区沙漠较大，所以地震勘探效果较差。在这种情况下，要了解侏罗系、三叠系的圈闭发育情况，就必需布一定数量的井，以便取得一些重要的资料。在勘探工作的初期，根据质量不高的地震情料及地面地质资料，曾沿沟谷和地形条件好的地区，布置了数量不多、分布均匀、深浅兼顾的钻井大剖面。根据钻井资料，勾绘出了古高地与古河谷的轮廓。后沿古河谷布了一批井，打到了一条长30km的出油线，发现了数个地层圈闭及岩性圈闭油气藏。接着垂直古河谷又布了

5条剖面井，其结果是拿下了约300km²的含油面积。可见，用钻井方法勘探非构造圈闭是十分重要的。

根据我国多年的勘探经验证明，对有利生油区内的低幅度或微幅度构造要充分注意、认真研究，因为这些构造多是与砂岩体有关的差异压实构造，其下面就是一个透镜状砂岩体岩性圈闭。由于砂岩体与其上覆的盖层之间构成了一个反射界面，故在地震反射剖面上出现了微幅度构造。在松辽盆地三肇凹陷中，已能够把20m以上的微幅度背斜确定下来。布井钻探的结果多证实是一些砂岩透镜状圈闭。延长油田是我国著名的砂岩透镜状岩性圈闭，在地震剖面上，其顶部也显示有微幅度背斜形态。所以，应用高分辨率地震资料提供的微幅度构造，布井钻探，是寻找这类圈闭的有效途径。应当指出，当钻井未遇砂岩体或油气显示时，要认真分析失误的原因，以便为布下一口井提供依据。

岩性上倾尖灭圈闭主要发育在盆地斜坡地带或隆起（凸起、背斜）的翼部。为了确定其具体位置，要根据已获得的资料布置垂直其走向的钻井剖面，从中选定一口最深的井首先开钻，目的是为了获得一个较完整的剖面，以便寻找储集层；然后沿地层上倾方向钻一批井，以便最快地确定圈闭位置或发现油气藏。

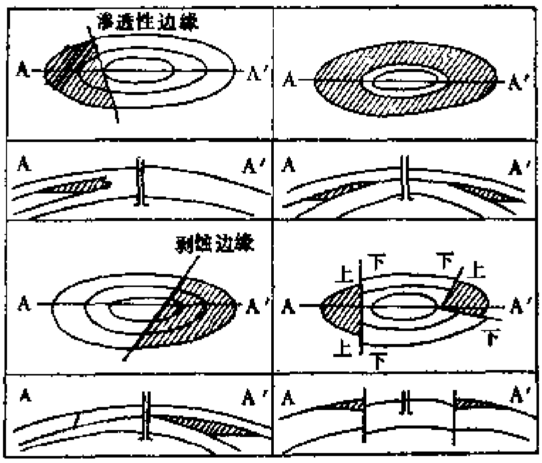


图 8-17　背斜（或隆起）翼部发育的非构造圈闭示意图

在找到地层尖灭线后，可沿其走向采取“Z”字形或三角形布井法布一批井来发现类似的圈闭。要选择符合钻井的鼻状高点布预探井，因为这里是油气聚集的有利部位。

当在背斜（或隆起）的顶部钻井未见到油气时，要考虑在其翼部或围斜部位是否有岩性上倾尖灭圈闭或地层超覆圈闭存在的可能性。如果发现有利的情况，可考虑布井钻探。图8-17是发育在背斜（或隆起）翼部的非构造圈闭示意图。对这类圈闭最简单的布井方法是，从干井向地层下倾方向布井，遇水层时则向地层上倾方向布井。

四、化探法

油气田地球化学勘探方法（简称化探法）是具有50多年历史的找油找气方法。半个多世纪以来，该方法在实际应用中经历过较大的反复。但是，就其总的发展趋势来讲，无论在基础理论、工作方法方面，还是在技术手段和仪器设备方面都日趋完善。因此，它在寻找油气田中的作用和地位被越来越多的油气地质工作者所重视，特别是对寻找非构造圈闭油气藏来说显得更加重要。例如，据美国达拉斯化探公司（1980）报导，它们利用差热碳化探方法，在38年中对发现的160个异常点进行了钻探，发现了38个油气田，成功率虽不足25%，但是这38个油气田中有22个是非构造圈闭油气田，占发现油田总数的58%。可见，应用这种方法，发现非构造圈闭油气田的成功率是比较高的。美国的西爱德蒙、哈迪油田，苏联的包格达洛夫、米里科夫油田，以色列的科哈夫油田，以及日本的长万部、清水油田等也是应用化探方法发现的。我国的油气化探工作者在近年来的实践中也取得了可喜的成就。例如，在南襄盆地的泌阳凹陷和南阳凹陷内，101化探队（1984）应用综合化

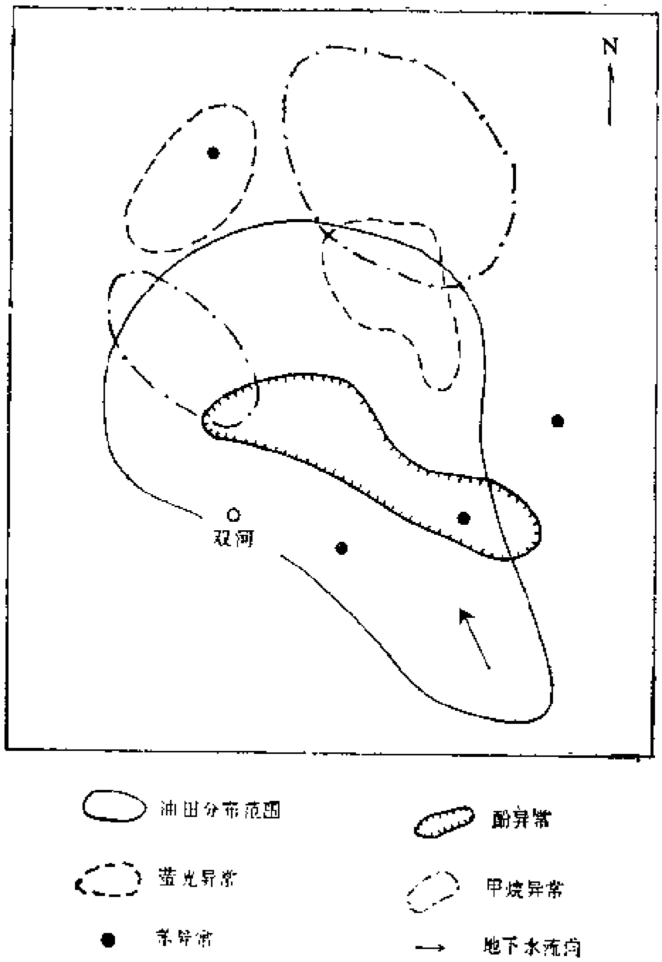


图 8-18　南襄盆地泌阳凹陷双河油田含油面积与化探异常关系图
（据101队，1984）

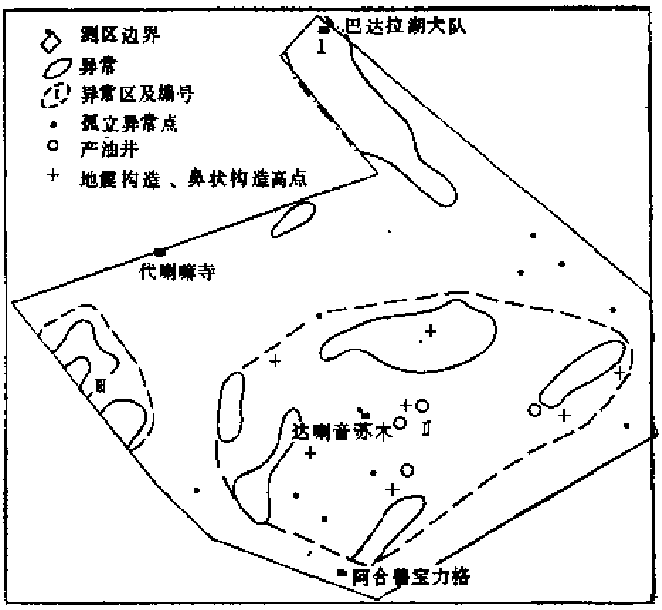


图 8-19　内蒙二连盆地额吉诺尔坳陷土壤烃气化探异常图
（据王福，1984）
Ⅰ.同生烃异常，有油砂出露　Ⅱ.经钻探发现了油气异常　Ⅲ.值得勘探的异常

探方法，对测区内广大地区进行了工作，在几个油田的地表均发现有化探异常存在，只不过各油田指标组合和其亲度大小不一而已。图8-18为双河油田含油面积与化探指标关系示意图。从图中可以看出，酚异常位于油田中央，其它指标异常位于油田的边部。这是由于酚随水蒸汽垂直运移上升而形成异常的结果，而其它组分溶于水，随地下水作侧向运移，然后才向上运移而形成异常，因而呈半环状或片状出现在油田边部。多种化探异常这种有规律的组合，说明异常与油气田之间存在着内在的联系。

在一些人烟稀少和干旱地区，化探异常能够更好地反映地下含油气情况。例如，101队（1979）对二连盆地额吉诺尔坳陷进行了2300km²面积土壤烃气含量测量，结果发现了三个化探异常区（图8-19）。Ⅰ号化探异常区有油砂出露，属同生烃异常；Ⅱ号化探异常区经钻探发现了油气；Ⅲ号化探异常区是一个值得勘探的地区。

总之，近年来，化探法在松辽盆地、华北盆地、江汉盆地、南襄盆地、二连盆地的试验性生产证明，它与其它方法一起使用，对寻找油气田可以取得较好的效果。特别是其它方法难以发挥作用的非构造圈闭油气藏来说，化探法有着自己的特殊作用。

主要参考文献

1. 王尚文等，1983，中国石油地质学，石油工业出版社。

2. 田在艺等，1984，隐蔽油气藏的勘探，大庆石油地质与开发，第3卷第1期。

3. 甘克文，1984，隐蔽圈闭油气藏与沉积盆地，大庆石油地质与开发，第3卷第1期。

4. 朱夏，1984，对隐蔽油气圈闭的浅见，大庆石油地质与开发，第3卷第1期。

5. 杨万里，1984，隐蔽油气藏勘探的实践与认识，大庆石油地质与开发，第3卷第1期。

6. 张继铭等，1984，四川盆地碳酸盐岩油气田，天然气勘探与开发，第4期。

7. B. B. 西门诺维奇主编，刘淑萱、徐树宝译，1986，非背斜圈闭油气藏，石油工业出版社。

8. Berg, R. R., 1978, Exploration for sandstone stratigraphic traps (Revised). AAPG continuing education course note series 3.

9. Conybeare, C. E. B., 1976, Geomorphology of oil and gas fields in sandstone bodies, in: Developments in petroleum science 4, Elsevier Scientific Publishing Company, Amsterdam.

10. King, R. E., 1972, Stratigraphic oil and gas field—Classification, Exploration methods, and case histories. Published jointly by the AAPG and the society of Exploration Geophysicists, Tulsa, Oklahoma, USA.

11. Schmidt, V., McDonald, D. A., 1978, Secondary reservoir porosity in the course of sandstone diagenesis. AAPG continuing education course note series 12.

12. Weimer, R. J., 1978, Deltaic and shllow marine sandstones: sedimentation, tectonics and petroleum occurrences. AAPG continuing education course note series 2.

13. Wescott, W. A., 1983, Diagenesis of Cotton Vally sandstone (upper Jurassic) East Texas: Implications for tight gas formation pay recognition; Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull., Vol. 67, No. 6 p. 1002—1013.

14. Алексин, А. Т., 1983, Проблема поисков скоплений углеводородов в ловушках неантиклинального типа. Сов. геология, No. 3.

15. Андреев, В. Н., 1985, Методицеские аспекты поисков и разведки литологических залежей нефти на структурных носах. Геология Нефти и газа, No. 1.

16. Гатразян, Г. П., 1983, Зоны нефтегазанакопления неструктурных ловушек и их классификация. Нефтегаз. геол. и геофиз., No. 24.

17. Гаттебертер, Ю. П., 1973, Влияние гедродинамической обстановки па залежи нефти и газа. Геология нефти и газа, No. 6.

18. Кузьмина, Е. М., Кучерук, Е. В., 1978, Новый тип неструктурных залежей нефти и газа. М. ВНИИОЭНГ.

19. Сверчков, Г. П., Иванова, К. Н., 1985, Брогнозирование неантиклинальных залежей нефти и газа. Геология нефти и газа, No. 3.

第九章　泥岩压实原理及其在石油地质研究中的应用

本书第三章和潘钟祥主编《石油地质学》的第七章，在讲到油气运移问题时曾涉及泥岩压实所起的作用。但因受所述内容的限制，均未详细介绍泥岩压实机理和如何运用它具体研究油气运移或解决其它地质问题。本章的目的即试补这方面之不足。

第一节　泥岩压实原理

泥质岩分布极为广泛，其总体积约占地壳整个沉积层的60%。它主要是粘土与数量不等的粉砂的混合物。

新沉积下来的泥质一般具有比砂子高得多的孔隙度和含水量。近代海洋和湖底的淤泥通常具有70—90%的原始孔隙度，而砂子的原始孔隙度一般只有30—50%。在不断增加的上覆沉积物的重量作用下，泥质沉积物将逐渐脱水紧结，从而导致孔隙度不断降低，体积密度不断增大。这种变化的速度通常在浅处较大，向深处逐渐减缓。其孔隙度与深度的关系符合下述指数函数关系。

$$\phi=\phi_0 e^{-cZ} \qquad (9\text{—}1)$$

式中　ϕ——深度Z处泥质岩的孔隙度值；

ϕ_0——地表($Z=0$)处泥质岩的孔隙度值；

e——自然对数的底；

c——常数。

将上式两侧取对数，则：

$$\ln\phi=\ln\phi_0-cZ \qquad (9\text{—}2)$$

(9—2) 式表明，孔隙度的对数与深度呈直线关系，而c值为孔隙度与深度半对数关系曲线的斜率，负c值表示孔隙度随深度加大而减小。体积密度与深度间亦存在类似关系，唯c值为正值。

理论上，不论沉积物最初的孔隙度与体积密度如何，也不论其压实速度怎样，泥质沉积物的孔隙度（或体积密度）的对数与深度应始终维持线性关系，直至孔隙度最终等于零，体积密度最终等于岩石骨架的平均密度。然而，事实并非如此。目前在世界许多地区发现，泥质岩在一定埋深下往往会出现偏离正常压实趋势的异常。它们表现为孔隙度比较正常趋势推测的高，体积密度比按正常趋势推测的低，并常具有异常高的孔隙流体压力，以及低声波传导速度、低电阻率、低机械强度等物理特性。此带现多被称为异常压实带、高压带、超压带或欠压实带（图9-1)。而将此带之上泥岩维持正常压实趋势，具静水压力的带称为正常压实带。

目前已知这种异常压实带在世界各沉积盆地中有着广泛的分布，出现的深度自几百米

到几千米以下，在地质时代上则自新生代到古生代都有分布。但以快速沉积的年青盆地中的等深度最为常见。对此异常压实带的成因曾提出过种种解释，但其中最重要的是泥岩压实与排水的不平衡作用。

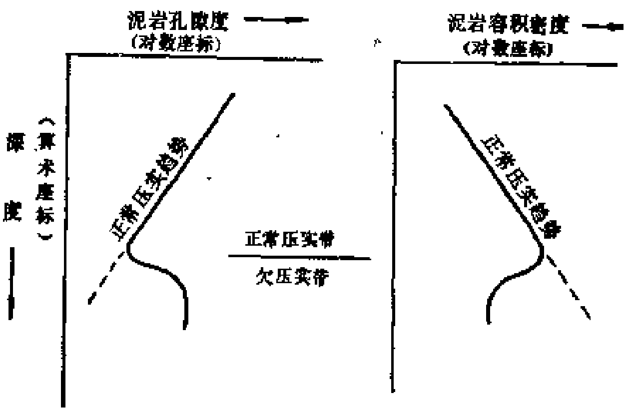


图 9-1 泥岩孔隙度与深度和体积密度与深度半对数关系曲线示意图

沉积物压实作用的实现必须具备有两个条件：其一为上覆负荷重量，其二为经受压实沉积物的顺利排水。

利用Terzaghi模型可以比较形象的说明这一作用。图9-2为该模型的一个示意图。图中有一个盛水的圆筒，筒中装有一些带孔的金属盘，它们彼此之间为金属弹簧所分隔。盘子模拟地下的粘土质点，弹簧模拟粘土质点间的接触状况。筒内的水压可用筒子上装的流体压力计测量。

当在最上边的盘子上施加一S负荷时，如果水不从筒子里排出去，弹簧的高度将保持不变。在这个阶段，所加的负荷S将全部为水的压力P所支撑，即$S=P$（图 9-2，阶段A)。

如果从筒中排掉一些水，盘子将向下移动，此时弹簧也就要支撑负荷S的一部分(阶段B)。由弹簧支撑的压力可用σ表示。水从筒子里排出去的越多，弹簧压缩就越紧，同时其支撑的总负荷部分也越大。当水从筒子里充分排出时，将达到压实平衡状态（阶段 C)。此时的水压为静水压力。在试验过程中，得知存在下列关系：

$$S=P+\sigma$$

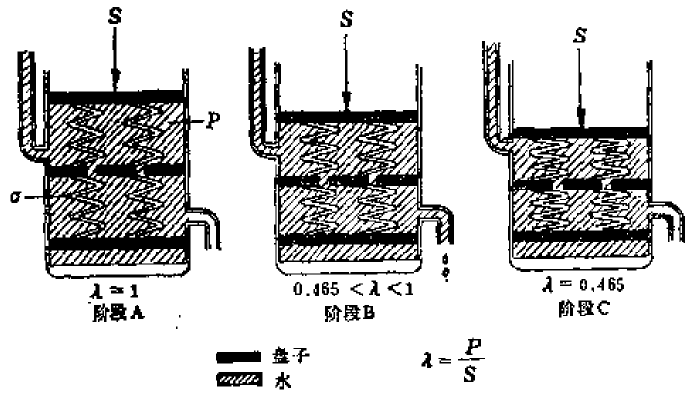


图 9-2 Tzeraghi模型示意图
(据K. Terzaghi与R. P. Peck, 1948)

一个已达压实平衡的泥岩层（其中孔隙流体压力为静水压力），在新的负荷增量作用下进一步压实的情况与该模型大体相似。由于泥岩骨架具可压缩性（如图9-2中的弹簧)，故负荷增量必然有一部分将传递给孔隙流体，使其高于静水压力。孔隙流体在此过剩压力（高于静水压力的压力）作用下，将力图向该层以外过剩压力较低或具正常静水压力的地区流动，直到其流体压力恢复正常。然后在新的负荷增量下，将产生再一次排水过程。而每一次排水过程也正是该沉积层流体压力下降，基质骨架逐渐被压实的过程。所以我们可以把沉积物的压实作用看作是由负荷每一微小增量引起孔隙流体过剩压力，和流体排出压力瞬间恢复正常多次循环往复组成的一个过程。不过，在自然界正常压实情况下，上述流

体压力从异常到正常的过程几乎是同时发生的。故实质上压实作用表现为一连续过程，正常压实层系的孔隙流体压力呈现为静水压力。

由此可见，要使压实作用持续地正常进行，排水量与压实需要量必须达到平衡。如果排水量满足不了压实的需要，孔隙空间中保留了一部分多余的水，孔隙压力就会出现异常值。此时地层中流体压力随深度的增大率将大于静水压力梯度，其极限值为$\sigma=0$，$P=S$。若岩石平均密度按2.31g/cm³计算，由压实与排水不平衡作用引起的异常压力梯度最大值应为0.231kg/cm²·m。

自然界中控制压实水排出速度的是岩石的渗透率。当泥质岩压实到一定程度，渗透率降低到一定数值时，会对排水产生障碍，并影响其正常压实。对每一具体岩石来说，都有一个可以维持压实平衡的最小渗透率。

一般说泥质沉积层系厚度越大，沉积速度越快，维持平衡所需最小渗透率则越大。这是因为泥质沉积厚度越大，沉积速度越快，在同一时间里所需排出压实水量越多之故。因此，也就更容易出现压实与排水的不平衡现象。通常在一个巨厚的泥质岩层中，其外侧总是要首先压实排水，因其排水较易。而压实程度较大的外侧就会阻碍泥岩中部水的排出，故在一个厚泥岩层的中部常保持有最大的压力异常，而向其上下两侧逐渐降低。此外，与该层毗邻岩层的渗透性和分布范围对其压实及孔隙流体压力，也有重大影响。

由构造作用引起的负荷快速增加，如褶皱、逆冲断层、滑坡、崩塌等等，同样可引起其下沉积层中异常高压的产生。除此而外，有机质热解生成液态或气态产物时体积的增大，粘土矿物在成岩转化过程中大量高密度吸附水层的释放，以及孔隙水随地层温度增高体积的膨胀等等，也都可以引起或促进泥质岩中的异常压力见潘钟祥主编的《石油地质学》。

由上述原因在泥质岩层中产生和发育的异常高压，一般将逐渐向邻近的渗透层（如砂岩层）中扩展。这主要是由于砂岩压缩性相对低的缘故。而当砂质岩中水的交替作用受到限制或阻碍时，同样会有高压出现。因此，目前在地下遇到的往往不是一个高压层，而是一个高压层段，它们在岩性上大多以泥质岩为主。

当然，对于渗透层来说，也还有一些其它引起高压的原因，如渗析作用（osmosis）、承压条件、烃类的聚集、胶结作用、继承性压力以及其与地下高压层的串通等等，不过，它们通常只能起次要和局部的作用。

异常高压一经形成，往往要延续一段时间。但它毕竟是暂时的不平衡，一旦压力增加到足以克服流体排出的阻力，或由于某种原因降低了对流体排出的限制时（如构造裂隙的形成），其中流体必将释放，并伴随着压力的降低和补充压实。这可能正是异常高压在年青沉积盆地更多见的一个重要原因。

由于异常地层压力的形成、发展以及释放都会给该地层的压实作用带来重大影响，因此通过岩层压实现状与压实历史的研究，可推测其中流体压力的发育史及其它一些有关问题。

第二节　地下流体压力资料的获得

地下流体压力资料的取得，最简单、最准确的方法是直接测量。但这种方法常受条件

的限制，一般只能测得为数有限的与渗透层有关的压力。另外，在时间上也无法满足预测检测地层压力的需要。故目前在进行地下流体压力研究时，多采用一些间接推测或计算的方法。

一、异常高压层的定性判断

由于高压层段具有高孔隙度、低体积密度、低强度、低声波传导速度等特点，同时由于泥岩的这些物理性质受压实以外的影响较小，所以现今研究地层压力的方法，皆立足于泥岩压实理论，以泥质岩孔隙度和体积密度或有关物理参数（例如声波时差、d-指数）随深度的系统变化为根据，依靠其偏离正常变化趋势的深度，定性判断异常地层压力的分布。目前常用获取基础数据的方法有：

1．岩样测定法

由于体积密度的测定在手续上比孔隙度简便，故目前多测定前者。测定的方法很多，最简便的为沉浮法。用轻重两种液体（如酒精与三溴甲烷）按不同比例混合，配制一系列比重液。然后将岩样轻轻置于不同比重液中，若岩样在某比重液中既不浮在表面又不沉入水底，可在任意位置停留，则该比重液的比重，即做为岩样的比重（亦即体积密度）。

比重秤法亦较简单易行，特别是适于井场采用。方法是取晾干的岩屑若干，置入泥浆比重秤的比重杯中，使加盖后称得的比重值恰等于1。然后加淡水充满泥浆杯，如盖称得的比重值为γ_T，此时岩屑的比重(γ_{sh})即可按下式算出：

$$\gamma_{sh}=\frac{1}{2-\gamma_T}\mathrm{kg/m^3}$$

若有较大岩样，还可以直接称得岩样重量，然后用封蜡法求岩样体积，即利用岩样在水（或煤油）中减轻的重量进行计算。为了避免流体对岩样的浸润作用，可事先用蜡将岩样封住，蜡的体积可用封蜡前后岩样在空气中的重量和蜡比重求得。此法手续虽然繁琐，但仔细操作，却可得出较为精确的结果。

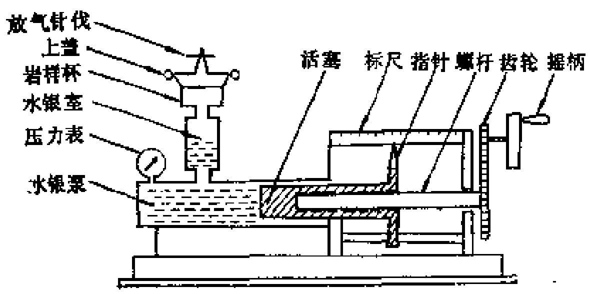


图 9-3　水银计量泵示意图

此外，利用水银计量泵（图 9-3）也可做出较为准确的岩样体积。方法是在岩样杯空置时，摇动摇柄自起点开始加至某一压力，测得封闭系统中空气的体积。然后将岩屑放入岩样杯，在同样条件下重复上述过程，两次体积之差即为岩样的体积。

2．d-指数与d_c-指数法

这种方法是利用钻井速度研究孔隙流体压力。钻井速度基本上是钻压、钻头类型与大小、旋转速度、泥浆和地层特点的函数。当其它条件不变时，泥岩中的钻井速度在正常条件下应随深度（压实程度）的增加而降低。但当遇到异常高压带时，由于泥岩压实程度和机械强度的异常，将使钻井速度随深度的变化偏离正常趋势。

由于维持钻压、旋转速度等工程条件不变常常很难实现，故J. R. Jorden 等（1966）在M. G. Bingham 由室内钻井模拟试验建立的函数关系基础上，进一步提出了d-指数概念。经单位换算后d-指数的概念可以表示为：

$$d=\frac{\lg(0.0547V_m/N)}{\lg(0.671P/D)}$$

式中 V_m——机械钻速（m/h）；

N——旋转速度（转数/s）；

P——钻压（t）；

D——钻头直径（mm）。

d-指数是一个无因次常数，由上式可见，$0.0547V_m/N$ 一般总是小于1，所以 $\lg0.0547V_m/N$ 的绝对值与 V_m 成反比。因此，在正常情况下，d-指数随埋深增大，遇高压层段则出现低异常。但 d-指数仍将受到泥浆重量的影响，故又发展起了 d_c-指数。其含意为：

$$d_c=d(M_{w_1}/M_{w_2})$$

式中 d_c——校正的d指数（无因次）；

M_{w_1}——正常泥浆重量；

M_{w_2}——实际使用的泥浆重量。

3．声波时差法

实验证明，在具有均匀分布的小孔隙固结地层中，孔隙度与声波在其中传播时间之间存在有线性关系。

$$\Delta t=\phi\Delta t_w+(1-\phi)\Delta t_m \tag{9—3}$$

或

$$\Delta t=(\Delta t_w-\Delta t_m)\phi+\Delta t_m \tag{9—4}$$

式中 Δt——声波测井曲线上泥岩的传播时间（以时差ms/m表示，下同）；

Δt_w——地层水的传播时间；

Δt_m——泥岩骨架的传播时间；

ϕ——泥岩孔隙度。

由（9—4）式可得：

$$\phi=\frac{\Delta t-\Delta t_m}{\Delta t_w-\Delta t_m} \tag{9—5}$$

或

$$\phi=A\Delta t-B \tag{9—6}$$

$$A——\frac{1}{\Delta t_w-\Delta t_m}$$

$$B——\frac{\Delta t_m}{\Delta t_m-\Delta t_m}$$

对于同一地区岩性相近的地层，A，B 接近于常数。

根据上述关系，可从声波测井资料求得泥岩孔隙度。然而目前则多用泥岩时差-深度曲线直接表明泥岩压实情况。因为在岩性均一时，可以认为声波时差-深度曲线是岩石孔隙度随深度相对变化的反映。

不同深度泥岩的声波时差值可直接从声波测井曲线上采集。另外，地震速度谱也可提供类似资料。地震提供的是大段地层的层速度，精度较差，但其优点在于可在一地区钻井前提供。

将用以上种种办法获得的泥岩体积密度、d或d_c-指数．声波时差等参数值，标定在相

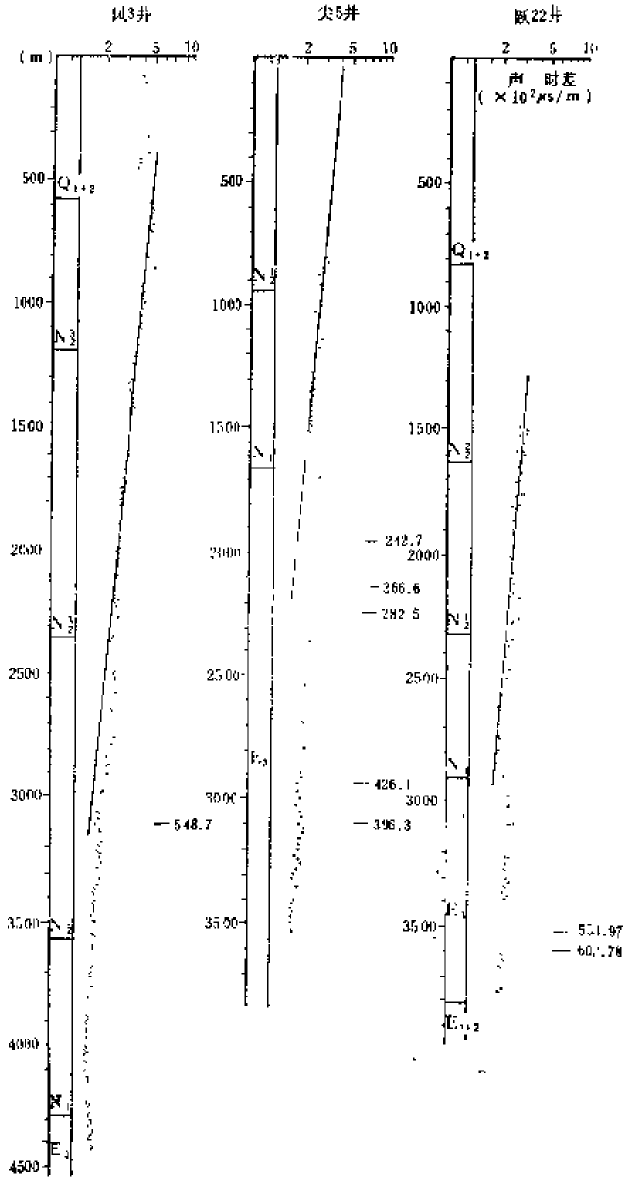


图 9-4 用声波时差表示的泥岩压实曲线图

（曲线右侧标出的数字为实测压力值）

应参数与深度的坐标系中（习惯上泥岩时差、地震层速度多用半对数坐标，d与d_c指数则多用直角坐标，体积密度二者兼用）。并绘出正常压实趋势线，这样即得出了由不同参数表示的泥岩压实曲线（图9-4、9-5）。

通常在压实曲线上凡偏离正常趋势线，体积密度与$d(d_c)$-指数反向减少，声波时差是反向增大部分都可能是压力异常的反映。不过须注意，一些地质因素（例如不整合与断层的存在、泥岩成分的剧烈变化等）以及工艺条件可能会造成假象，故在判断异常压实带时应尽可能参考有关方面的资料，以便去伪存真，使结论更符合实际。

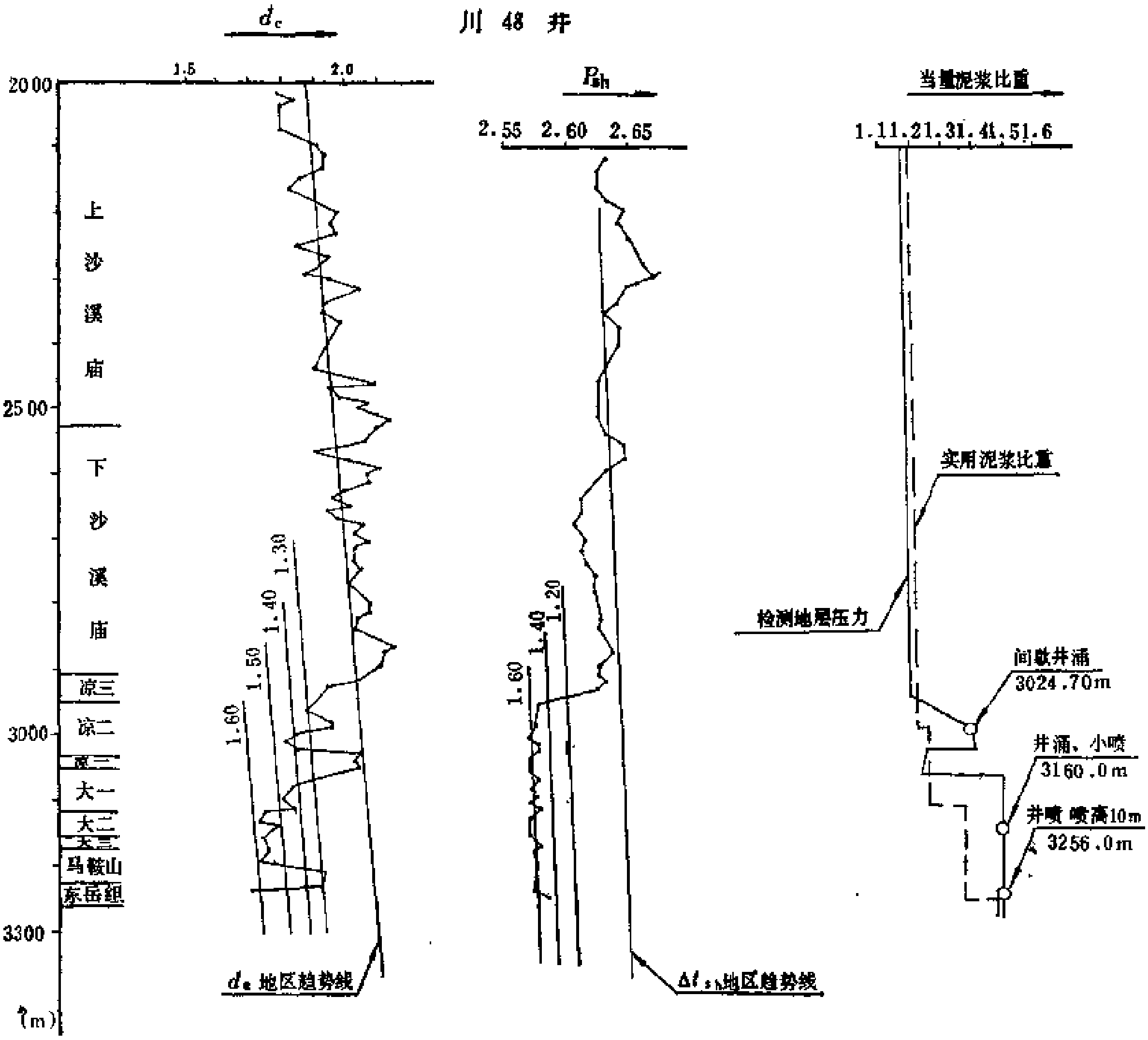


图 9-5 用d_c-指数和体积密度(P_{sh})表示的泥岩压实曲线以及实用泥浆比重与检测地层压力(计算地层压力)曲线图

(图中趋势线平行线上的数字表示透亮板上的压力梯度值)

二、异常压力的定量计算

正常压实段流体压力的计算十分简单，某点的压力值应等于该区静水压力梯度与该点深度的乘积。而对于异常压实段压力的定量计算，目前提出的公式在形式上虽然很多，但从根本上说不外乎两种，即平衡深度（等效深度）法与经验关系法。

（1）平衡深度法（等效深度法）

在反映压实历史的任一曲线（时差-深度、孔隙度-深度或容积密度-深度等曲线）上（图9-6），过Z点作一垂线，与该曲线的正常压实趋势相交于Z_e点，此点即称为Z点的平衡深度。Z与Z_e点的孔隙度相同，表明其压实程度与所受的有效压应力相同。因此，Z点的孔隙压力可以表示为：

$$\begin{aligned} P_Z &= S_Z - \sigma_Z = S_Z - \sigma_{Ze} \\ &= S_Z - (S_{Ze} - P_{Ze}) = P_{Ze} + (S_Z - S_{Ze}) \end{aligned} \quad (9-7)$$

式中 P_Z、P_{Ze}——Z与Z_e点的流体压力；

S_Z、S_{Z_e}——Z与Z_e点的上覆负荷压力；

σ_Z，σ_{Z_e}——Z与Z_e点的有效压应力，此处二者应是相等的。

上式也可以表示为：

$$P_Z = \gamma_w Z_e + \gamma_{wb}(Z - Z_e) \qquad (9-8)$$

式中 P_Z——Z点流体压力，用kg/cm^2表示；

γ_w——地层水的平均静水压力梯度，大约介于0.10$kg/cm^2 \cdot m$（淡水）到0.1074 $kg/cm^2 \cdot m$（80000ppm NaCl溶液）间；

γ_{wb}——上覆负荷压力梯度，用$kg/cm^2 \cdot m$表示。其平均值为0.231，这个数值相当于平均体积密度为2.31g/cm^3的地层所产生的负荷压力。

（9—12）式表示，异常压力带中深度Z处的流体压力，等于Z_e处的静水压力与Z—Z_e间岩柱所产生的负荷压力的总和。理论上可将这种情况解释为：Z处泥岩埋深在Z_e以上时，为正常压实，故孔隙压力按静水压力梯度增长；自Z_e深度开始，泥岩排水受到了阻碍，完全停止，以致从Z_e到现在的埋深Z时，所增加的上覆负荷完全为流体压力所承担。这种设想对解释某些问题非常有用。但是，在自然界这种情况显然很少发生。更可能的是，压实作用在到达Z_e埋深以前就已落后于负荷的增加。排水从较早时期就受到了一定的阻碍，且随着孔隙度和渗透率的降低变得越来越剧烈，这种情况在图9-6中以长虚线表示。

显然，平衡深度法本身仍存在有一些缺陷，诸如未考虑不同地区不同深度岩石体积密度的变化，未考虑除压实与排水不平衡以外其它因素对高压增大的作用等。故由其所获泥岩压力值会带有一定误差。不过截至目前这种方法仍是获得泥岩压力唯一可行的途径。

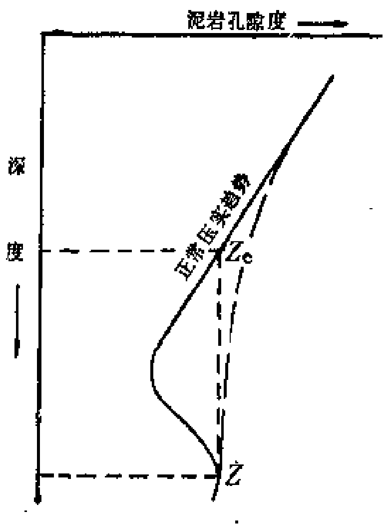


图 9-6 平衡深度法的计算原理图

值得提到的是，过去在评价地下岩层的流体压力时，常笼统地认为相邻砂泥岩层的压力近似相等。因此，根据泥岩压实曲线计算出的压力，既代表泥岩的压力，也代表相邻砂岩的压力。但是，笔者在一些地区把用平衡深度法计算得出的压力，与相邻储层实测原始静压对比时，却出现了三种情况：其一，所有欠压实带中的储层实测压力均为超压，与平衡深度法计算值接近；其二，凡实测超压的储层均位于欠压实带中的高异常部位，但欠压实带中的储层并非均具异常高压。储层过剩压力大小与泥岩欠压实程度二者之间有明显相关性；其三，泥岩具欠压实，但其中储层实测原始静压却属静水压力。在这种情况下，泥岩的欠压实程度一般不高。就已知情况来看，在我国属于第一种情况的并不多见，它们多分布在异常压力较发育、梯度较高的一些地区。而第二种与第三种情况则比较多见。

不可否认砂泥岩间的压力有很大相关性，砂岩区域性异常高压主要源于相邻泥岩层的高压，同时，又反过来影响相邻泥岩层的高压。但是，由于不同岩性对高压形成、保存以及对后期扰动（例如断层作用）的反应不同，相邻砂泥岩的压力只有经长期调整并达平衡

后才是接近相等的。这种平衡可以是静态的，也可以是动态的。即砂泥岩层段形成一个封闭体系，其中压力经长期调整已接近相等。或砂岩压力外泄的速度与泥岩对其压力补充的速度接近平衡。否则，砂泥岩层的压力也可出现差异，不过一般情况下，砂泥岩层的压力变化多是同步的，只是砂岩压力通常低于相邻泥岩。

因此，在缺乏实测原始储层静压力的新区，可以沿用一般的平衡深度法初步估算其现压力。一旦有了部分砂层压力实测值后，最好以本区实测压力值反推异常压力梯度γ_{wb}值，并建立γ_{wc}与（$Z-Z_e$）的相关曲线，作为进一步计算该区储层未知压力的基础。这种计算方法可以称为反推深度法。

（2）经验关系法

前人曾提出过一些具一定普遍意义的经验关系式，例如在d_c-指数法中比较常用的下列诸式：

$$G_t=G_0-(G_0-G_{tn})\left(\frac{d_c}{d_{cn}}\right)^{1.2} \qquad (9-9)$$

$$G_t=G_{tn}\frac{d_{cn}}{d_c} \qquad (9-10)$$

式中 G_t——异常带地层压力梯度；

G_{tn}——正常压实带地层压力梯度；

G_0——上覆负荷压力梯度；

d_c——异常带任一点的d_c指数；

d_{cn}——按正常趋势推算该点应有的d_c衡数。

不过，若本区已有一定数量的实测原始地层静压力值，最好还是利用本区各种参数异常与相应实测压力值建立自己的经验关系式。然后以其为准进行未知压力的估算，这样可取得更为理想的结果。目前常用的偏离值（偏差值）法或偏离比法，即首先在研究区某一参数随深度变化曲线的异常段中，求出各实测压力点该参数的实际值，与按正常趋势推算该点的应有值，然后绘制出该项参数偏离值（实际值－应有值）或偏离比（实际值/应有值）与相应压力梯度或等效泥浆比重关系曲线。图 9-7 为这方面的一个例子。

图 9-7 曲线即为该区进一步计算地层压力的基准线。此时，可以根据未知压力点的偏离值与偏离比，从关系曲线上读出压力梯度，也可以将图中曲线转换为经验关系方程，按方程式计算。另外，也可以利用更为简便的透亮板法。

应用偏离值或偏离比等经验关系法计算出的压力，无疑比一般平衡深度法计算的结果更适用于储集层。在封闭条件较好的地区，也可较为准确地推测互层泥岩中的流体压力，并校正平衡深度法计算公式中的参数。

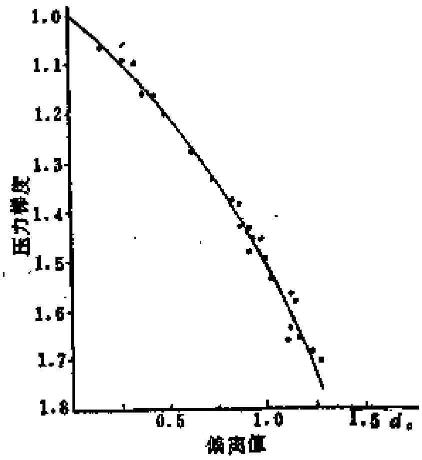


图 9-7 泥岩 d_c-指数偏离值与压力梯度关系曲线图

不过，计算埋深较大地层的压力时，还需注意正常趋势线的转折问题。众所周知，岩层的压实作用不可能无限进行。理论上，当岩层孔隙度降低到零以后，其压实梯度即不再随埋深而增加。故一些以半对数关系表示的泥岩压实曲线，其正常趋势线应有一拐点。例如在常用的声波时差-深度半对数关系曲线中，拐点之上的正常趋势符合于 $\Delta t=\Delta t_0 e^{-cx}$ 的关系，而拐点之下则应为一条 $\ln\Delta t=$ 常数的直线。该常数取决于泥岩骨架时差。

在应用反推平衡深度法或偏离值和偏离比法建立一地区的经验关系时，实测原始地层压力的准确程度影响极大。应尽量选用该层未经开采、试采等作业井中的压力。而且最好选择该层在整个研究区开采、试采前所钻井中的压力，或者是离开采和试采井较远，受影响较小井中的压力。此外，若要取得更为准确的压力计算结果，还须注意研究区压力分布系统问题。据研究，一地区的地下压力常常在纵向上或平面上具有一定的分割性，亦即存在有某些压力突变带。这种突变带大多是低渗透性的阻隔带。在这种情况下，必须分别建立不同压力分布（或水动力）系统的经验关系。为此，必须事先了解该区地下压力的大致分布情况，借助泥岩压实曲线和一般的平衡深度法可以达到这一目的。

第三节　异常孔隙压力与油气运移

一、异常孔隙压力是油气初次运移的必要条件

由压实与排水不平衡及其它因素在地下一定深度泥岩中形成的异常孔隙压力，是与晚期生油说相适应的一种驱使油气自生油层中排出的基本动力。处于成岩晚期的生油层孔隙极为细小，直径大约只有50—100Å，或不到50Å。且比表面巨大，其上还常吸附有大量难以流动的“半固态”水。这种水实际上起着进一步缩小孔径的作用。油气在这样细小的孔径中将受巨大毛细管力的束缚，故其流动十分困难。只有当生油层中孕育的异常高压与附近的储集层、输导层之测，甚至在生油层本身不同部位之间，形成明显的压力差，并当此压差增大到足以克服生油层细小孔隙中的毛细管阻力时，其中油气才能开始向外运移。

流体（包括烃）自泥岩的排出作用，也是压力释放的过程。其结果必将导致孔隙流体压力的降低和泥岩的补充压实。当随着流体排出压差降低到小于毛细管阻力时，流体排出作用即行停止。而待压力再集蓄到足够高时，流体始重新排出。A. H. Снарский (1970) 等人还提出，当泥岩孔隙流体压力加大到超过岩石的机械阻抗时，泥岩可产生极微裂隙，它要比岩石中的天然通道大若干倍。待流体释放，压力减低到一定限度以下时，极微裂隙又会封闭，然后开始另一个循环。由上述情况看来，泥质母岩的排烃作用应该是一个连续的多次重复过程。它的发生决定于孔隙流体中存在的压力差。它的后果不仅使孔隙流体压力释放，而且往往可在泥岩压实曲线上留下痕迹。

二、初次运移时间及有效生油层分布范围的确定

如前所述，异常高压的形成为初次运移创造了有利条件。但很显然，只有在生油层有大量烃类生成的深度与高压层段形成的历史恰当配合时，油气初次运移才能真正发生，也才能形成有效生油层。这种有益的配合情况，可以是生油层门限深度浅于该层高压形成的深度，也可以是二者恰相吻合。如若该层虽有高压形成，但在其达到生油门限前早已释放怠尽，看来就只能生成含沥青的页岩、油页岩，而无法产生真正的生油岩了。

因此，要了解一个地区是否具备初次运移条件和初次运移发生的时间，必须首先掌握

该区泥岩压实历史，并将其与该区生油门限相对比。确定研究层段在历史时期中开始产生压实异常的深度时，目前可以应用这样的办法：即根据生油层或相似岩性组合段在全区现存异常压实带的最浅深度，并考虑可能存在的剥蚀、断层等后期抬升作用的影响，以及岩相岩性纵根向变化，综合分析进行判断。

在剖面上，油气大量生成和高压异常并存的上限，应是油气可能发生运移的最小深

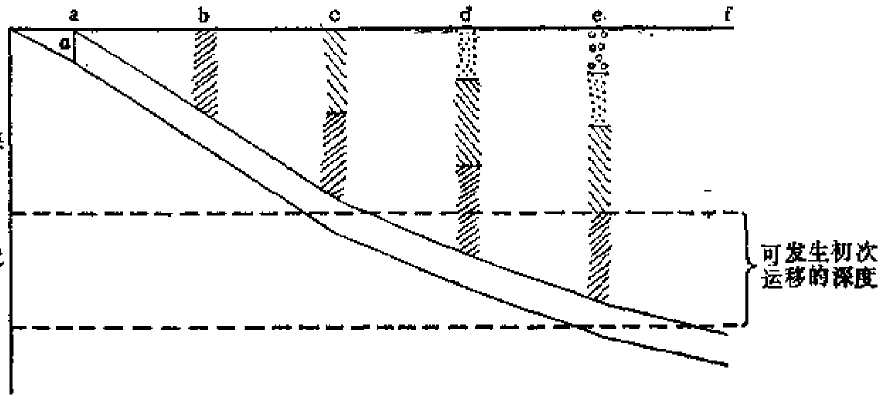


图 9-8 单井生油层埋深发展示意图

a 为生油层段，图中连续表示了在不同时期（b、c、d、e、f 层沉积末）a 层的埋深

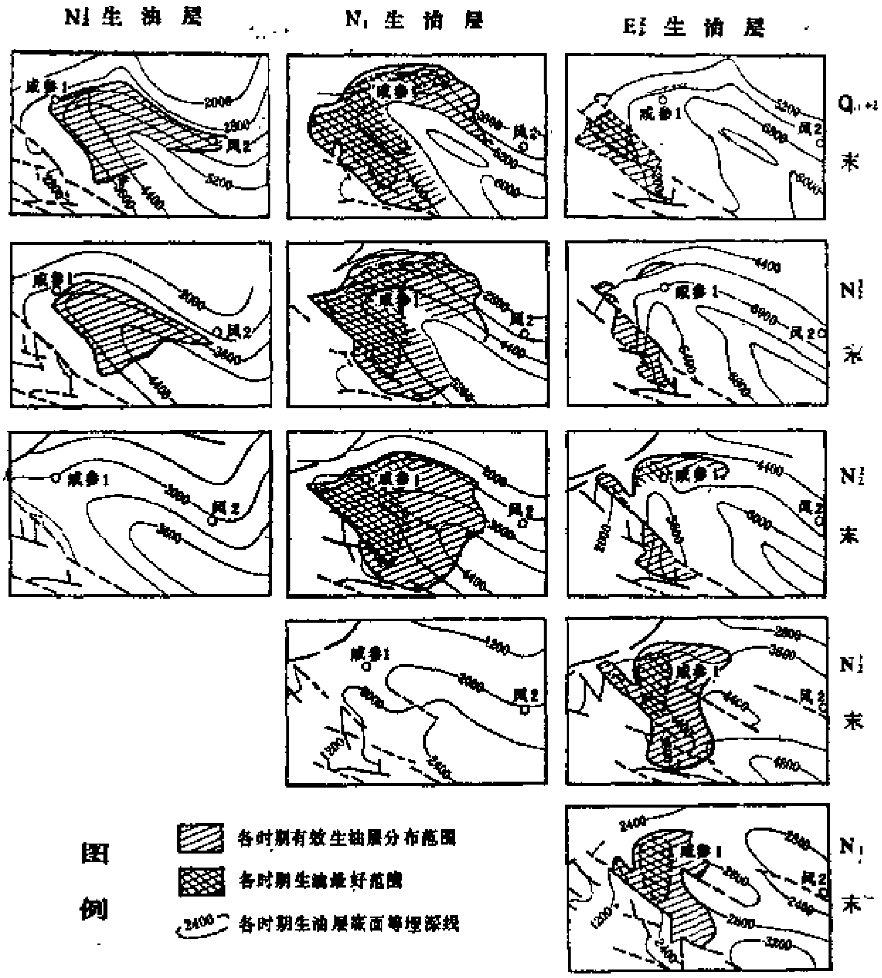


图 9-9 茫崖拗陷有效生油层的分布与发展图

度。其最大深度理论上应截止于异常高压带的下限或油气相消失的深度。为了将发生运移的深度转换为相应的时间，可借助于作单井生油层埋深发展图，或生油层与其上地层累积等厚图的办法。

图9-8是一个单井生油层埋深发展示意图，由该图可见生油层a在c层沉积晚期已进入排烃期，e层沉积末这一作用开始衰减，而至f层沉积末全部结束。若在绘制上述剖面图时进行各地层在不同埋深时的压实厚度校正（方法参见本节第四部分），则可得出更为精确的结果。

为了了解某一生油层在平面上的发展情况，可首先编制生油层与上覆地层逐层的累积等厚图（应加压实厚度校正），在该图上的累积等厚线也就是相应时期生油层的等埋深线。从根据生油指标划分出的可能生油范围中排除不具备异常压力发育历史的部分，然后进一步与累积等厚图对比，在可能生油范围内生油层底面进入排烃深度的范围，即代表了该时期有效生油层分布的最大范围。而有效生油层分布范围在连续地质时期中的变化即反映出了后者的发展。图9-9可作为这方面的一个实例，其上表示的是柴达木盆地茫崖拗陷三组生油层有效生油范围的发展。

三、初次运移方向与供油带厚度的判断

目前在判断地下水的流向时常以过剩压力的分布为依据。所谓过剩压力即超过静水压力的压力值（与图9-10中G_A、G_B、G_C水柱高所造成的压力相当，但此处为负值）。地下水总是企图从过剩压力相对较高处向低处流动，以恢复静水压力平衡。在图9-10中，由于$G_A>G_B>G_C$（皆为负值），当地层水密度不变时，A、B、C各点的过剩压力依次降低，故流体自过剩压力较高的A点向过剩压力较低的B、C点流动。

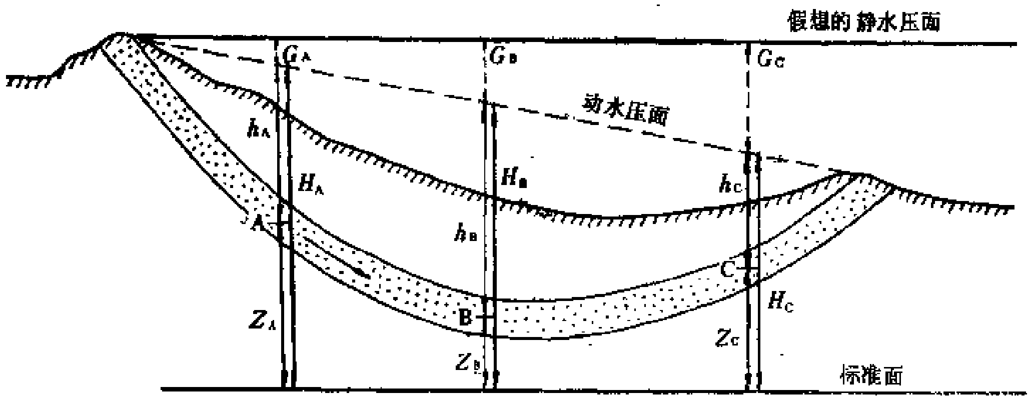


图 9-10 单一含水层中水的过剩压力分布与流动方向图

在有两个含水层M、N上下叠置时（图9-11），若其中皆为静水压力（P_M、P_N），尽管两层之间是勾通的，且N层实际压力大于M层，两层中的水却是不流动的。当其中一层具过剩压力，如N层压力超过静水压力，其大小为P_N时，水将从N层流向M层。若两层压力皆超过静水压力（分别为$P_{M'}$、$P_{N'}$），则其流向取决于各层过剩压力的大小。在图9-11所表示的情况下，由于$(P_{M'}-P_M)>(P_{N'}-P_N)$，显然，水将从M层流向N层。

另外，近年来人们越来越热衷于从势的概念出发分析流体的流动问题。M. K. Hubbert（1940）曾将流体的势(Φ)定义为单位质量流体所具有的机械能的量，并用公式表示其含

文：

$$\Phi = gZ + \int_0^P \frac{dP}{\rho} + 1/2q^2 \qquad (9-11)$$

式中　g——重力加速度；

Z——该点高程；

P——单位面积上的压力；

q——该点流速；

ρ——流体密度。

考虑到地下渗流速度一般皆很小，$1/2q^2$ 可视为零。同时水的可压缩性亦很小，故上式可简化为：

$$\Phi = gZ + \frac{P}{\rho} \qquad (9-12)$$

由于任一点水的压力均可用水柱的重量表示，故：

$$P = (H - Z)\rho g \text{（参见图9-10）} \qquad (9-13)$$

将（9—13）式代入（9—12）式，并经整理得：

$$\Phi = gH \qquad (9-14)$$

由式（9—14）可见，地下水的势等于从基准面到水压面水柱高（H）所造成的压力。看来其含意与过剩压力并无本质的区别，目的都是为了便于比较，将不同点的压力换算到从同一标准起算，只不过两者所取的标准面不同而已。严格说，油气运移的方向应受三种力的控制，即水力、浮力、毛细管力。但在生油层中，浮力与其它两种力相比，作用甚小，故一般多只考虑水力与毛细管力间的关系，并认为油气运移方向与水流方向一致。因此，分析泥质生油母岩在初次运移时过剩压力或水势分布的情况，即可推测当时流体（包括油气）运移的方向。

如前所述，由一般平衡深度法计算出的压力虽在绝对值上不能准确反映泥质岩的流体压力，但却可以比较清楚地说明流体压力的相对大小。同时，由于流体压力大小主要受其

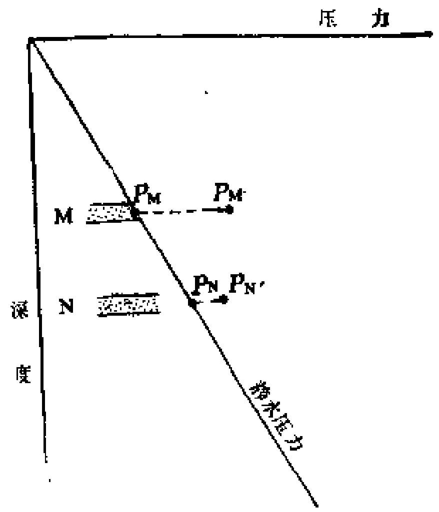


图 9-11　上下叠置的两个含水层中水的流动方向

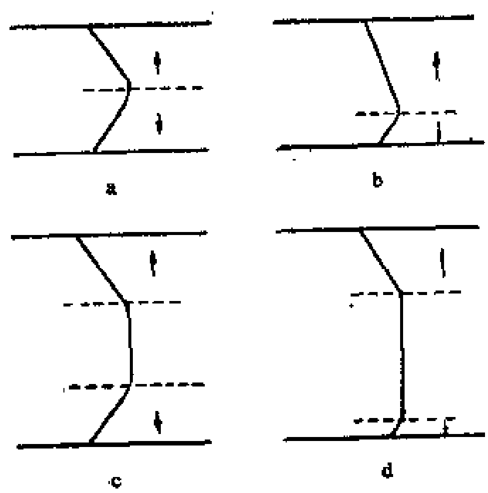


图 9-12　一个具有独立排水系统泥岩段的过剩压力-深度曲线示意图

岩相岩性制约，故一般情况下，剖面中的高低压部分在历史时期中不会发生反向。因此，利用由上述方法所得压力数据编制的各种单井压力或联井压力剖面图，可用来进行水动力条件分析。这种水动力条件既说明现状，也在一定程度上反映了历史情况。

整个可产生初次运移层段可能包括有一个或多个具有独立排水系统的以泥岩为主的层段。每一个这样的泥岩段的过剩压力-深度曲线或压力-深度曲线在形态上可以是对称的也可能是不对称的。图9-12a、b表示两个这样的层段，层段内部绘有过剩压力-深度曲线。其中最高过剩压力点是压实流体向上和向下运移的分界，而分界的位置则取决于该泥岩段向上和向下的排水条件。当泥岩层段较厚时，往往在其中部压力曲线会出现平直段（图9-12中c、d）。此段与受外层泥岩渗透性限制流体难以排出的范围相当。

如果此时将储集层的位置与生油层的压力分布结合考虑，则还可进一步推测向各储集层排烃的泥岩带（供油带）的厚度，从而可评价各储集层接受烃类机遇的大小。在图9-12 b、d中，若生油层条件没有重大变化，显然位于其下的储集层接受烃类的机遇不如位于其

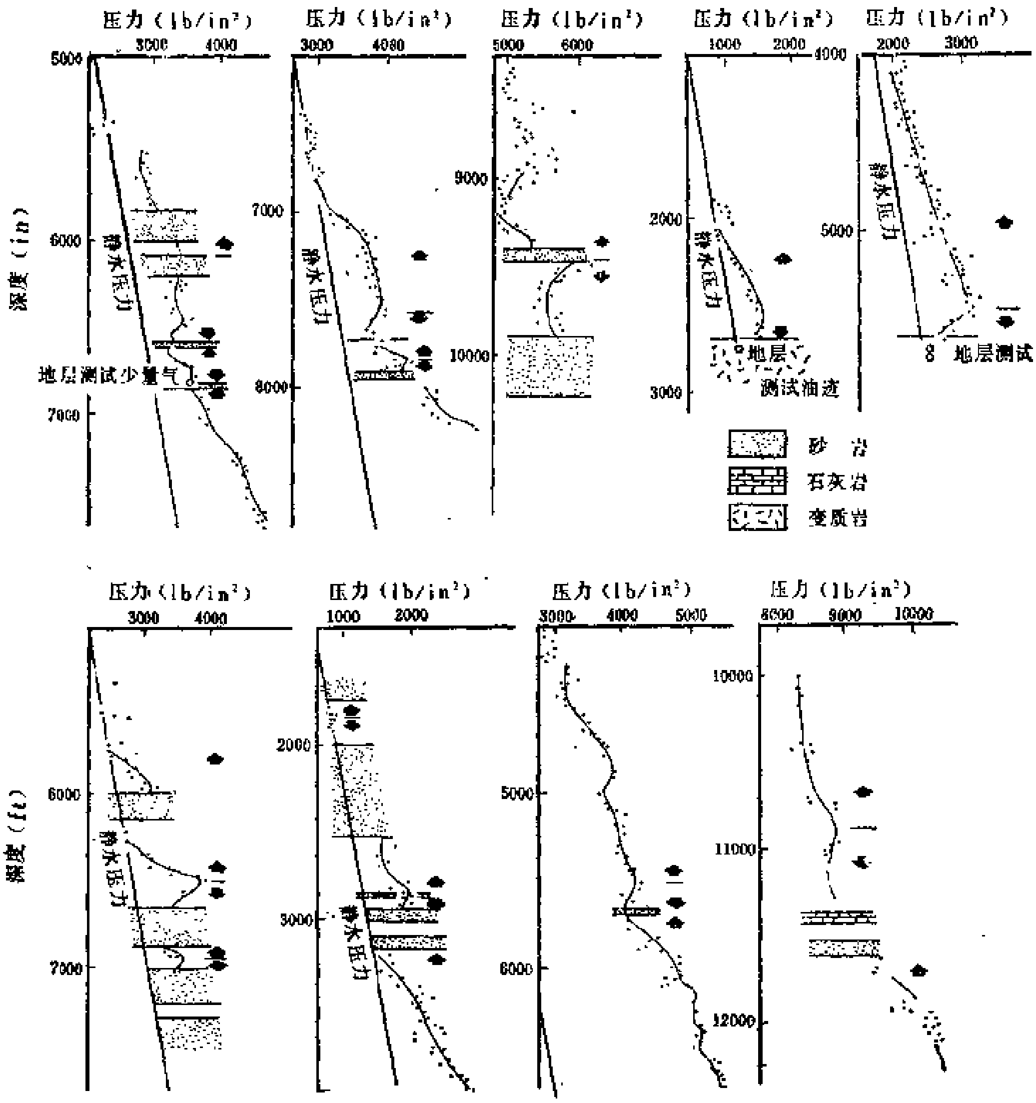


图 9-13　北加拿大一些井的流体压力-深度剖面实例（图中箭头表示流体运移方向）

（据真柄，1978）

1lb/in² = 6894.76Pa

上者。

真柄（1978）曾介绍了他用此法绘制出的北加拿大某些井的压力-深度剖面实例（图9-13），以及根据几口井的流体过剩压力-深度图编制的表示一地区纵向排水条件的过剩压力剖面（图9-14），图中箭头表示流体运移方向。图 9-14 剖面表明，作为当地储集层的见附凝灰岩在剖面左侧接受烃类的机遇较大（上覆生油层向其排烃的厚度较大），向左侧逐渐减小，以至消失。现已证明，在剖面左侧地区凝灰岩具有裂隙，内含工业价值油气，而剖面右侧燕R—1与中野口SK—2所在地区的凝灰岩比较致密。

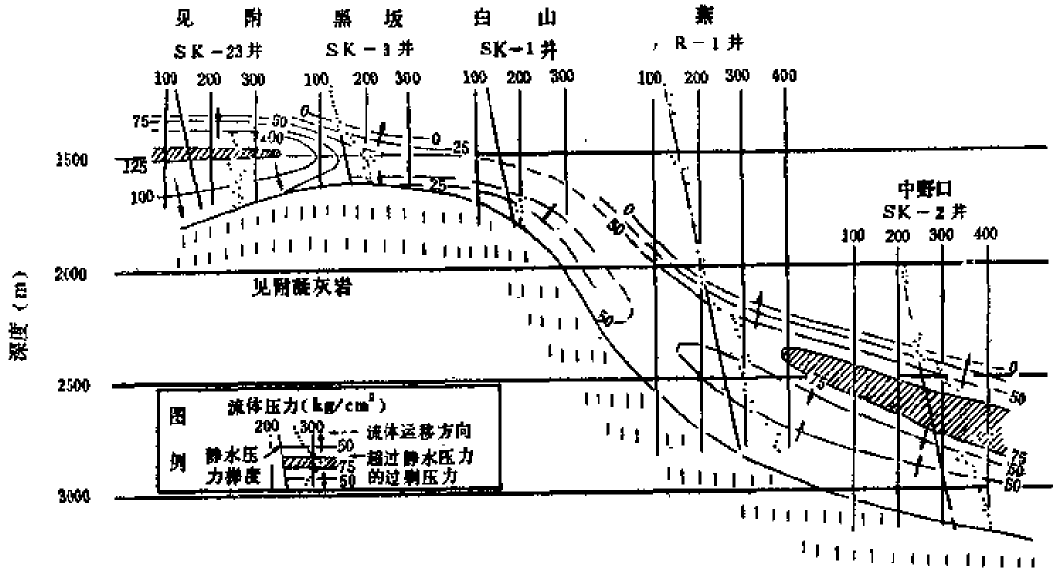


图 9-14 日本长岗平原见附凝灰岩区泥岩流体过剩压力剖面图

（据真柄，1978）

$1kg/cm^2 = 98066.5Pa$

真柄（1978）还指出，根据某一储集层上覆可能生油层向下供油带的厚度，或下伏可能生油层向上供油带的厚度绘制出的区域等厚图，可提供有关含油远景评价的有用资料。他曾在加拿大布列颠哥伦比亚东北和阿尔伯达西北地区，研究了白垩系可能生油页岩向下供油带的厚度变化，及与其下伏下白垩统、侏罗系和三叠系油气藏分布关系。结果表明，该区大部分油气聚集分布于向下供油带厚度大于150m（500英尺）的地带（图9-15）。

如前所述，对于泥质岩来说，由于其与上下相邻渗透性岩层之间的过剩压差，显然远比泥质岩层之内的侧向压差大，所以初次运移主要以垂向为主。

四、汇油面积划分及二次运移方向的判断

根据前述计算压力数据编制的各种压力剖面及平面图，还可以清楚地表明研究区流体动力平面分区的状况。

在剖面上和平面上具不同流体动力体系地区间的分界常表现为流体压力的突变。如黄骅坳陷孔东断层就是一个很好例证（图9-16）。那里断层两侧的等压线表现为明显的不连续。

这样的动力体系平面分区图可作为划分汇油面积时的参考。另外，如果将流体压力体系平面分区图与其涉及层段中储集层的过剩压力等值线图同时考虑，则还可对储集层侧向运移的可能方向、难易程度、运移距离等得出一些认识。一般说，在有过剩压差存在的情

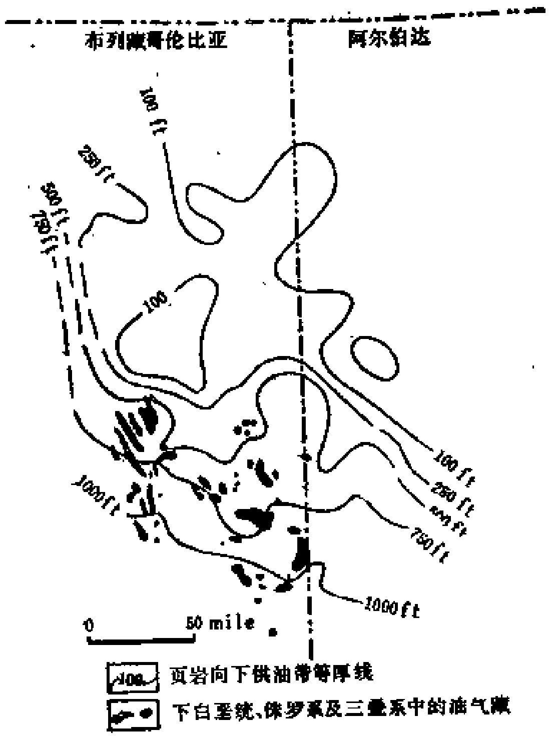


图 9-15 北加拿大页岩向下供油带等厚图及其下伏储集层中油气聚集的分布图
（据真柄，1978）
1ft = 0.3048m

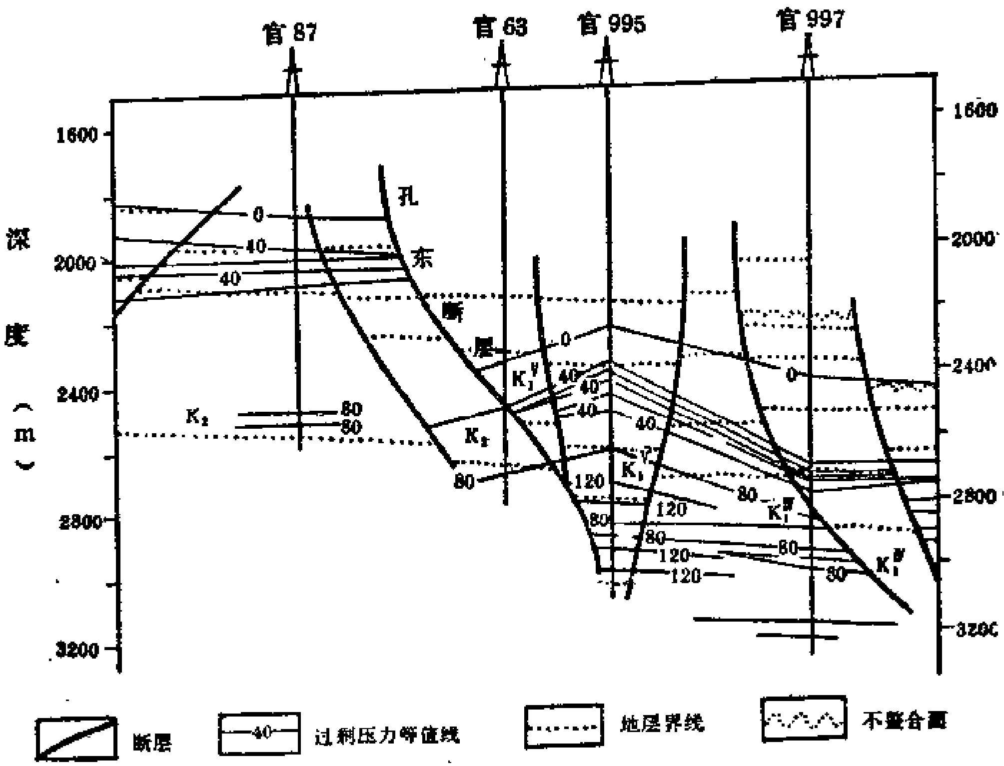


图 9-16 黄骅坳陷孔东断层附近等压线图

况下，油气比较容易随水一起流动。而流体交替较易的方向，或流体流动量相对较大的方向，压力均衡作用必然较强，因而过剩压力等值线密度应相对稀疏。反之则表现为等值线相对密集。

值得指出的是，一些地区的储集层可能目前并不存在过剩压力梯度，但这种情况并不能说明其在历史时期中从未具备过侧向水动力条件。由于储集层中过剩压力的形成与保存条件远不如泥岩，而它们之间往往具有同步变化关系，因此，在作侧向运移条件分析时可采用相邻泥岩的过剩压力平面图。另外，考虑到储集层中流体的压力主要受相邻泥岩压实水流的控制，故也可以利用泥岩压实排水量图判断各相应时期的水动力方向。

目前提出的计算泥岩压实排水量的方法，是以孔隙度的变化为基础的，即认为压实过程中流体的释放量与孔隙度的降低相当。

真柄等人（1978）提出，假定泥岩压实只是由于孔隙度的减小，且在压实过程中矿物成分没有发生变化，则压实前后泥岩的体积关系可以表示如下：

$$V_0(1-\phi_0)=V(1-\phi) \quad (9-15)$$

$$V_0=\left(\frac{1-\phi}{1-\phi_0}\right)V \quad (9-16)$$

式中 V_0、V——压实前、后泥岩的体积；

ϕ_0、ϕ——压实前、后泥岩的孔隙度。

由于压实过程中泥岩分布面积的变化与厚度相比可忽略不计，故上式也可改写成：

$$h_0=\left(\frac{1-\phi}{1-\phi_0}\right)h \quad (9-17)$$

式中 h_0、h——压实前、后泥岩的厚度。

这就是一般常用的泥岩压实厚度较正公式（现也常用于砂岩甚至其它岩类。但效果不如泥质岩）。

由于压实作用，泥质岩体积或厚度的减少则为：

$$W=V_0-V=\left(\frac{\phi_0-\phi}{1-\phi_0}\right)V \quad (9-18)$$

$$W'=h_0-h=\left(\frac{\phi_0-\phi}{1-\phi_0}\right)h \quad (9-19)$$

W与W'也可以看作是压实过程中流体的排出量。这是该泥岩层从沉积时起整个泥岩的（公式9—18）或单位体积泥岩的（公式9—19）流体总排出量。根据该区泥岩压实曲线所提供的孔隙度资料，还可计算任一岩石在压实过程任一阶段的流体排出量。

一般情况下认为泥岩排水量可以近似反映同一时期相邻砂岩层的交替水量（当然此时必须考虑泥岩压实排水方向向上和向下的分界问题），而在储集层渗透性和地层水粘度平面变化不大时，储集层中水的交替能力又与水压梯度成正比。因此，泥质岩流体排出量平面分布等值线图可作为定性判断相邻储集层在相应时期内水动力条件的依据。如果可以大致推断出某储集层在不同埋深阶段的渗透率及不同温度下水的粘度值，则还可进一步根据达西定律从排水量获得研究层段古水压梯度及其变迁的资料。

如果在根据过剩压力等值线图判断油气二次运移方向时，结合考虑储集层平面分布、渗透率变化以及运移时期的古构造起伏等情况，能使结果更加接近实际。另外，为了获得

更为理想的结果，在有条件的地区，还可以具体计算浮力，毛细管力、水力，并按三种力间的关系分析油气侧向运移方向。

第四节　泥岩孔隙流体异常高压在构造地质研究中的作用

以往在研究地壳中的各种构造作用时，常常单纯从外部作用力来考虑，忽略岩层内部流体压力的影响。近年来对泥岩的研究发现，其中孔隙流体的异常高压是一种不可忽视的地质营力，它可抵消部分外力，在某种程度上改变岩层的地质习性，并在一些构造现象的产生中起重要作用。

一、孔隙流体异常高压对岩石物理性质及应力状态的影响

岩层在地下处于一定的应力场中。在构造运动和缓的地区，地应力主要由上覆岩柱重量引起。由于岩层在地壳中受四周岩石的围限，在垂直压应力作用下不能自由扩张，因而就导致了水平方向应力的积聚。在构造活动地区，除上覆岩柱引起的应力外，还在不同方向上经受有构造作用力。习惯上常用S_1、S_2、S_3表示在三个主应力方向上所受的总应力（S_1表示最大应力，S_2表示中等应力，S_3表示最小应力）。

岩层中的孔隙流体亦处于一定的压力系统中，但它与地应力不同，是无向量，即在各方向上的作用力相等。因此，实际作用于岩石骨架的有效应力(σ)应该等于各主应力减掉流体压力(P)即：

$$\sigma_1=S_1-P \qquad (9—20)$$

$$\sigma_2=S_2-P \qquad (9—21)$$

$$\sigma_3=S_3-P \qquad (9—22)$$

有效应力一般比由岩层重量引起的应力小。由于习惯上多用2.31g/cm³作为沉积岩的平均密度，1.0g/cm³作为地层水的平均密度。故在正常压实条件下，由静负荷产生的垂向有效应力梯度大约为：

$$0.23-0.1=0.13\text{kg/cm}^2\cdot\text{m} \qquad (9—23)$$

当出现异常压实带时，流体压力梯度增大，各主有效应力梯度都将降低。后者的结果不仅是使岩层产生高孔隙度、低密度、低声波速度及低电阻率，而且还可改变岩石的强度，随着围限压力的升高，岩石的强度增大。异常孔隙高压的存在可以将接近地表的压力条件延续到地下深处。因此，高孔隙压力的存在可使岩石在意想不到的极深处仍保留有低强度。

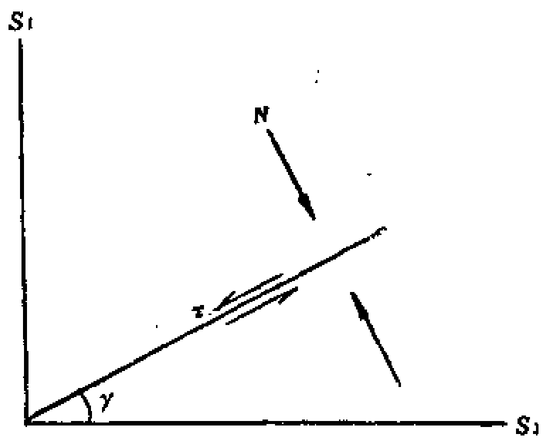


图 9-17　岩层中与S_3成任一γ角的面的受力情况

过去认为，由于上覆负荷压力及由此派生的围限压力，是随深度加大而逐渐加大的，所以在地壳中超过一定深度界线以后，即不可能有张开的裂隙存在。自从认识到广泛分布的流体异常高压以后，对此

问题即产生了新的认识。

当流体压力达到与最小主应力相等时，在此方向上的围限压力等于零。此时，只要上覆负荷压力大于岩石的抗破碎强度，张开裂隙不仅可能，而且几乎必然存在。当孔隙压力加大到与总上覆负荷压力相等时，推测甚至可产生水平张开的裂隙。这样的裂隙可为流体从储集层向井中的流动提供最好的通道。

孔隙压力的增高还可引起岩层的剪切破裂。为了说明这一问题，可以考虑包含最大(S_1)和最小(S_3)主应力的面的情况（图9-17）。处在此应力场内部与S_3成γ角的任一面，在S_1与S_3作用下，将产生剪应力(τ)和正应力(N)，其大小为：

$$\tau=\frac{S_1-S_3}{2}\sin 2\gamma \tag{9—24}$$

$$N=\frac{S_1+S_3}{2}+\frac{S_1-S_3}{2}\cos 2\gamma \tag{9—25}$$

考虑孔隙压力的作用，上二式中的各主应力都应以相应有效应力取代，此时：

$$\tau=\frac{\sigma_1-\sigma_3}{2}\sin 2\gamma \tag{9—26}$$

$$N=\frac{\sigma_1+\sigma_3}{2}+\frac{\sigma_1-\sigma_3}{2}\cos 2\gamma \tag{9—27}$$

剪应力试图引起沿此面发生剪切运动，而正应力则起制止这种运动的作用。按照库仑破裂准则，在下述情况下可产生剪切破裂。

$$\tau>\tau_0+N\mathrm{tg}\phi \tag{9—28}$$

式中　τ与N——作用于该面的剪应力与正应力；

τ_0——内聚力；

ϕ——内摩擦角；

$\mathrm{tg}\phi$——内摩擦系数。

τ_0与$\mathrm{tg}\phi$为岩石的物理常数，面一旦开始断裂后，内聚力τ_0即消失，上式则可简化为：

$$\tau>N\mathrm{tg}\phi \tag{9—29}$$

当孔隙压力增加ΔP时，各主有效应力（σ_1、σ_3）都将减少ΔP值。由公式（9—26）（9—27）可见，此一变化对剪应力（τ）并无影响，但却使正应力（N）相应降低ΔP值，从而使剪应力（τ）更易于超过$\tau_0+N\mathrm{tg}\phi$。故一个原来处于稳定状态的体系，由于孔隙压力的增加，可降低其稳定性。对于任一原始应力情况，显然都有一个临界值，当孔隙压力达到此临界值后，地层就会发生剪切破裂。当孔隙压力降低时，各主应力增加相同数量，其结果使正应力（N）增加，从而使地层变得更稳定。

利用莫尔圆可以更形象地说明孔隙压力增加引起剪切破裂的原理。现以双轴受力状态为例，在τ与σ直角坐标系中，破裂包络线的形迹为一条直线，它将整个区间分成两部分，包络线之上，$\tau>\tau_0+N\mathrm{tg}\phi$，为不稳定区；包络线之下，$\tau<\tau_0+N\mathrm{tg}\phi$，为稳定区。当莫尔圆处于包络线之下时（如图9-18中以A为圆心的莫尔圆），表明不可能发生剪切破裂。但随着孔隙压力的增大，有效应力将相应减小，从而使莫尔圆向左移动，莫尔圆与包络线相切时代表临界稳定状态。若孔隙压力继续增大就会产生破裂。相反，孔隙压力减小时，莫尔圆将向右移动，从而变得越来越稳定。

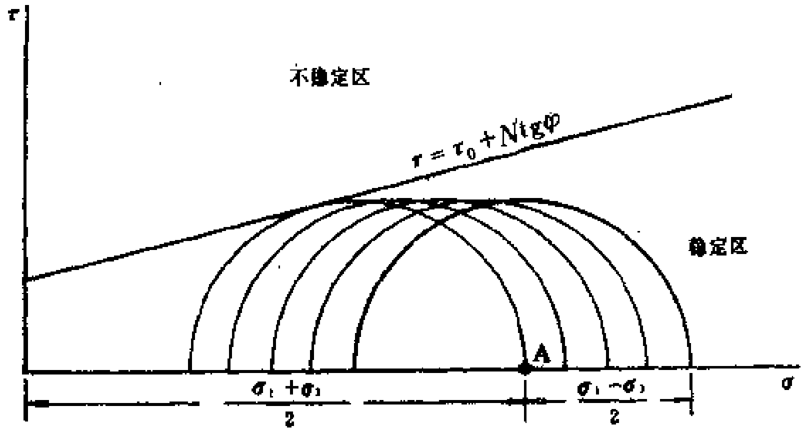


图 9-18　莫尔应力图解

理论上，在外力条件不变，流体压力增加时，莫尔圆只作水平方向移动。其半径大小不发生改变。实际上，对有侧向挤压力存在的地区可能是这样，而对构造和缓地区，随着莫尔圆的侧向移动，其半径往往也有所变化。这是由于这些地区侧应力是由上覆负荷应力派生的，亦即是现有上覆负荷应力的函数，故在上覆负荷应力降低时，侧向应力也会降低。因此，由于孔隙压力的增加，在有侧向挤压力的地区比构造和缓地区更易产生剪切破裂。

然而，值得注意的是，只有在原始应力状态有利时，流体压力的增加才能导致剪切破裂。这就是必须有应力差存在，若各向应力相等，其在莫尔应力图中只表现为横坐标上的一个点。此时，只能在孔隙压力大于总应力条件下产生张裂隙。另外，还须指出，流体压力的增加只能引起剪切破裂。

自然界中由于孔隙压力增加引起剪切破裂的例子很多。在地壳浅处，由于暴雨、天然的或人为的水淹等等常常导致孔隙压力的增加。据报导，美国丹佛地区曾由于孔隙压力增加引起一条休止活动的断层面的重新活动，从而发生了一次地震。加利福尼亚鲍德温山里，由于水注人到浅处储集层中，导致一条延伸到地表的断层的活动，结果使位于其上的水库底而裂开。目前很多人都已认识到，一个大水库的建成往往可以影响到相当深的地方的孔隙压力，甚至可引起浅层地震。鉴于这种情况，曾有人提出，可以借改变流体压力的办法，来控制破坏性最大的浅层地震，或通过操纵孔隙压力，来控制断层的滑动量。

流体压力的降低虽不会引起剪切破裂，但可产生补充压实。储集层的过量开采可以引起流体压力的降低。(油气或地下水)。有人曾介绍了密西西比地区套管弯曲的情况。套管弯曲产生在射孔井段中或接近该井段的地方，这种弯曲被归咎于油气开采引起了压力降，从而产生补充压实的结果。

二、高压泥岩在某些构造形成中的作用

据目前所知，高压泥岩在逆冲断层、泥岩底辟、犁状正断层等的形成中有着重要作用，并严重影响着压实构造的发育。

1．高压泥岩与逆冲断层

长期以来对于某些逆冲断层的形成，在力学机理上一直不好解释。例如，一般认为低角度逆冲断层面是受水平挤压力作用产生的剪裂面。而据计算，推动如此巨大岩体所需最大水平主压应力应远远超过岩石的抗压强度，即岩体在尚未滑动前就应该已被压碎了。直

到1959年M. K. Hubbert 等人才首次提出了可能的解释。他们认为在逆冲作用过程中，逆冲盘的底部毫无疑问必定存在有低摩擦力，而异常高的孔隙压力可能正是使逆冲盘活动的主要条件之一。

P. E. Gretener（1979）根据大量统计研究，提出了逆冲断层形成的 如下机理。由于负荷、水热增压等作用引起了下伏泥岩层中的异常高压，从而使地层沿此带产生了剪切破裂。现代概念认为逆冲盘平均以每年几厘米的速度运动，如果逆冲断层是一次形成的，那么一个较大的（位移几十公里的）逆冲断层的形成大约需要1Ma。要在1Ma 时间内几十公里范围里连续保持高压条件，看来不太现实。因此，更可能的是高压形成的逆冲作用都是断续发生的。

根据研究，逆冲断层的形态并不象一般想象的那么简单，其特征是上盘（逆冲盘）往往呈阶梯状逆冲到下盘地层之上。这种情况已被大量实际材料所证实，并为大多数人所公认。有人曾用统计方法分析了加拿大南部落基山地区的情况。结果发现，逆冲断层面在不坚硬的地层中大多比较平缓，而以相当陡的角度呈台阶式通过坚硬的地层（图 9-19）。目前尚不能解释形成此种台阶的原因，以及提供有关台阶间距的任何线索。

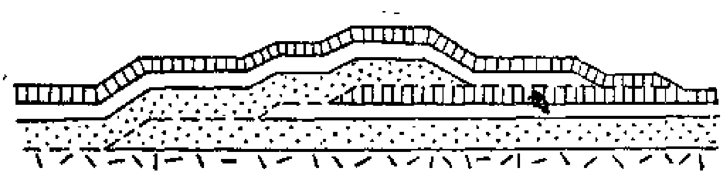


图 9-19 逆冲断层示意图
（据P.E.Gretener, 1979）

在逆冲作用引起的负荷快速增加和水热增压作用下，会使被逆冲盘的下部产生一个新的比原有断层更活跃的断层。当下部断层以台阶式逆冲到其下层系之上时，原始断层将被撑起，形成良好的背斜圈闭（图9-20）。

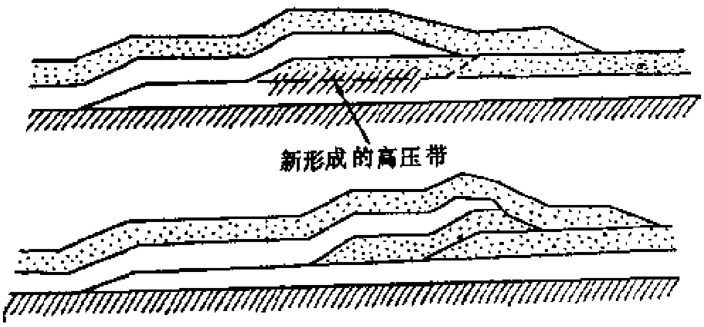


图 9-20 新逆冲断层的形成
（据P. E. Gretener, 1979）

由于在逆冲过程中大量负荷不断从逆冲断层带的内侧移向外侧，所以逆冲作用一旦开始就会引起连锁反应，直到断层推进到地层厚度减少到不能产生足够压力的地区，逆冲作用即停止。

2．高压泥岩与犁状正断层

犁状正断层是目前认为与高孔隙压力泥岩有关的第二种构造形式。犁状正断层指断面形态上陡下缓逐渐平行层理的正断层。这种断层常常引起滚动背斜，形成良好圈闭，从而吸引了大家的注意。

犁状正断层的张力作用仅限于上部，向深处则逐渐进入一个软弱带或面，过渡为顺层滑动，即转变为剪切作用。对于这种断层的形成，目前提出了如下的看法。当在一倾斜层系的泥岩层中，流体压力增高到与上覆负荷压力相等时，只要泥岩层本身重力分力超过泥岩的抗剪强度，就会沿此泥岩产生剪切滑动。其滑动结果，在泥岩下倾端将产生压性构造（褶曲，逆断层），上倾端则产生张性断裂（图9-21）。其上倾端正断层一般并不是突然转入滑动面的，而是沿着一个缓慢弯曲的途径与其相接，这样就形成了典型犁状正断层的形态。

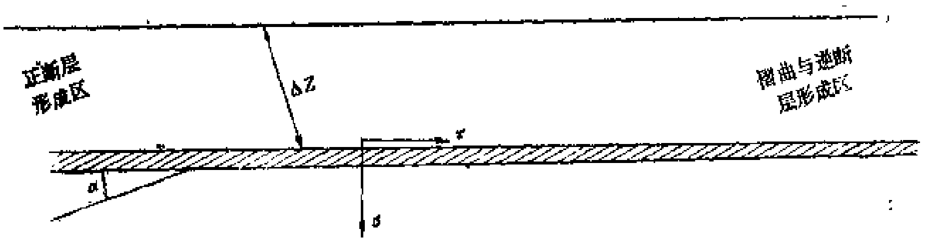


图 9-21　犁状正断层形成机理
（据P. E. Gretener, 1979）

在这种作用与沉积同时形成时，地表上的下陷区将成为沉积区，结果使下降盘一侧地层增厚，这样就形成了同生（生长）断层。

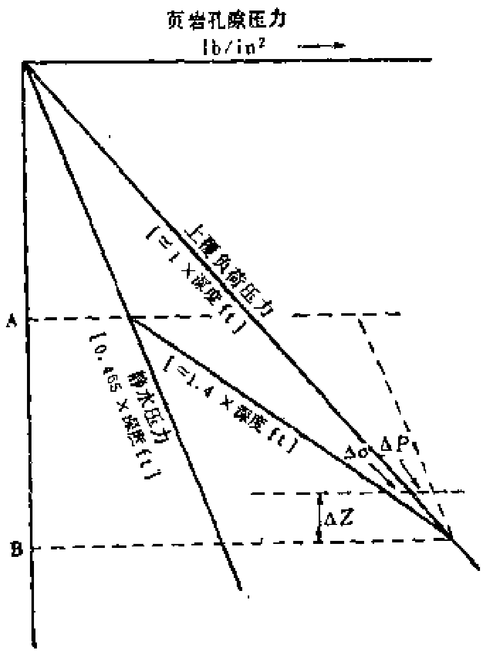


图 9-22　泥岩底辟的形成机理
（据真柄，1978）
$1lb/in^2=6894.76Pa$；1×深度（ft）=0.231×深度（m）；1.4×深度（ft）=0.323×深度（m）；0.465×深度（ft）=1.0×深度（m）

3．高压泥岩与泥岩底辟

近年来发现的泥脊上拱、泥岩底辟日益增多，尤其是在大陆边缘三角洲地区。现在认为它也是与高压泥岩密切相关的一种现象。三角洲前缘沉积快，下伏前三角洲相的巨厚泥岩层极易形成高压异常。高压泥岩具高孔隙度、高含水量，密度偏低，故塑性强、活动性大，且在阻力较小部位极易产生上拱，特别是其上负荷出现不均衡条件时。

真柄（1978）曾比较详细地探讨了泥脊上拱与底辟的形成条件。他认为用说明盐岩底辟的“浮力”概念解释泥岩的流动性是不合适的，因为底辟泥岩和周围沉积岩之间的密度差通常没有盐岩那么大。泥岩上拱应该产生在其孔隙压力增高到等于上覆负荷压力的情况下，由于此时有效应力$\sigma=0$，故剪切滑动所需的临界剪切作用力为：

$$\tau=\tau_0 \text{（断裂发生前）} \qquad (9-30)$$

$$\tau=0 \text{（断裂发生后）} \qquad (9-31)$$

换句话说，如有裂隙存在，泥岩便可较自由的向上流动。

真柄认为，在这种低内摩擦力的流动泥岩中，尽管压力绝对值要比围岩大得多，但推测其压力梯度应接近静水压力。因此假定泥岩向上流动一个微小距离ΔZ（见图9-22），则在新深度Z泥岩孔隙压力将有一个高于上覆负荷的微小过剩压力，其值为：

$$(0.231-0.1)\Delta Z=0.131\Delta Z \tag{9—32}$$

而在断裂发生后，Z点发生剪切滑动的临界应力为：

$$\begin{aligned}\tau_Z&=\sigma_Z\tan\phi=(S_Z-P_Z)\mathrm{tg}\phi \qquad (9—33)\\&=[(S_B-0.231\Delta Z)-(P_B-0.323\Delta Z)]\mathrm{tg}\phi\end{aligned}$$

因为深度B的上覆负荷压力S_B与孔隙流体压力P_B相等，且对于大多数岩石$\phi=30°$，故

$$\begin{aligned}\tau&=(0.323-0.231)\Delta Z\mathrm{tg}\phi \qquad (9—34)\\&=0.053\Delta Z\mathrm{kg/cm^2}(=5197.6\Delta Z\mathrm{Pa})。\end{aligned}$$

上述情况表明，一旦泥岩孔隙压力等于上覆负荷压力和泥岩开始向上流动后，其上紧邻的泥岩也会很容易地向上运动。尽管越向上部岩层破裂所需临界剪切应力将越大，但由于流动泥岩中的孔隙压力梯度接近于静水压力，所以孔隙压力高于上覆负荷压力的量就会以更高的速度增长，从而可维持泥岩的继续向上运动。泥岩层之上差异负荷的存在无疑将有助于底辟活动。当底辟增大到足够高时，其与周围岩石间的密度差也可产生一定的浮力效应。

随着泥岩底辟的上升，围限压力的下降，泥岩将产生膨胀，同时温度亦将随泥岩的上升和膨胀而下降。上述两种因素都会使孔隙压力降低，并最终导致上升终止。

K. Short等人曾提醒大家注意，泥脊上拱与生长断层常常相互伴生。这种情况被看作是二者在成因上紧密联系的证明。当巨厚超压泥岩层由于剪切滑动在上倾端产生生长断层时，泥岩就会沿此断裂软弱带上拱。在底辟形成过程中，则又会使其翼部产生新的生长断层。

4．高压泥岩与压实构造

众所周知，差异压实作用可以产生压实构造或披盖构造。当压缩性较高的泥岩包含有砂岩透镜体，或砂泥岩剖面覆盖在礁块以及碳酸盐岩或各种火成岩、变质岩形成的潜伏隆起之上时，常可形成这种构造。一般直接覆盖于核心层层位之上的地层，其构造幅度最大，向上依次递减，至地表等于零。关于这一情况可用下法进行分析。首先将各井中某一可压缩层段（某一披盖层）的厚度对应核心层顶面的高程标绘在直角坐标系中（如图9-23）。

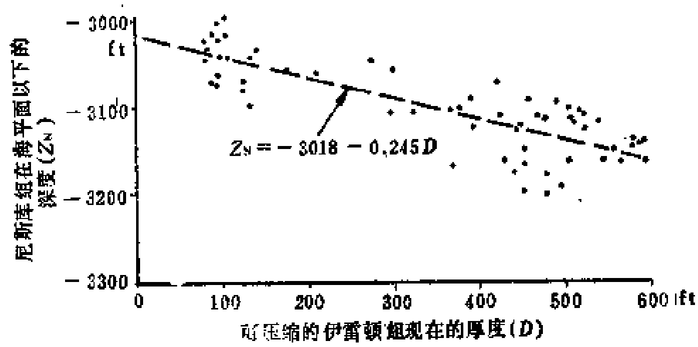


图 9-23　加拿大阿尔伯达中部伊雷顿组可压缩层段厚度与核心层尼斯库组高程关系图

（据格雷森纳，1979）

1ft＝0.3048m

通常核心层高程最高部位可压缩层最薄，核心层高程最低部位可压缩层最厚。由于后期构造的叠加作用、侵蚀不整合面的干扰以及分层中可能存在的一些误差等等，在该图中标出的资料点往往有一定的分散性，不过其线性关系是存在的。回归诸点所得直线的斜率是该可压缩层构造起伏的定量反映。

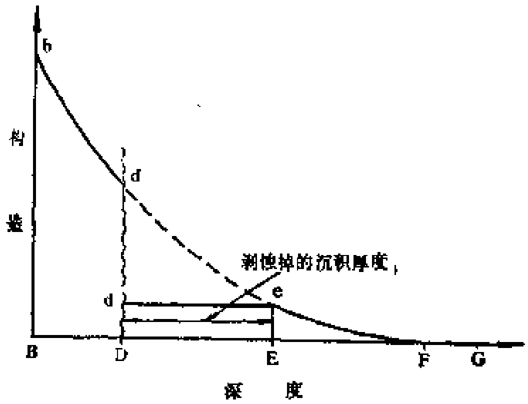


图 9-24 披盖层斜率变化曲线（纵座标为构造起伏，亦即各层斜率）
（据P. E. Gretener, 1979）

用同法可求出核心层之上各披盖层反映构造起伏的斜率。在连续沉积情况下，将这些斜率值依次标定在图上，形成一条连续的曲线（图9-24中的bdeF线）。若在沉积过程中曾有间断发生，则斜率变化将发生间断。例如有如图9-25所示的沉积过程。t_0时核心被掩埋在可压缩的地层中，t_1时沉积到C面，在t_2时又剥蚀到D面，t_3时又重新沉积使负荷达到了以前的水平，至t_4时新增加的负荷重新使以下地层产生了压实作用直到压实完成。以后再增加的负荷（F到G），未能产生进一步压实。

上述披盖构造发育的过程，将使披盖层斜率变化曲线产生突变。由于相当于剥蚀厚度的D—E层段对其下不产生进一步压实作用，故该段在披盖层斜率变化曲线中表现为一条等构造线（图9-24中的d′e线），等构造线的长度即代表该构造上的剥蚀厚度。

M. J. O'Connor和P. E. Gretener(1947)曾探讨了高压层段的产生对压实构造发育的影响，他们用图9-26示意说明。图中a表示可压缩层段产生异常高压，压实不完全的情况。这种情况将使披盖层斜率变化曲线向下移动，披盖构造闭合度异常低；b表示压实作用正常进行一段时间后，由于高压的形成压实受到抑制的情况；c代表压实暂时受到抑制，随后高压又突然释放的情况。这样在披盖层斜率变化曲线上也会造成一段等构造线，但与剥蚀作用形成的等构造线不同，前者位于正常变化曲线之上，而后者位于其下；d表示异常高压形成后一直到沉积作用完成之后，这样等构造线将一直延伸到现在的地表。

M. J. O'Connor和P. E. Gretener(1974)还曾研究了异常高压层的形成对由剥蚀产生的等构造线的影响。研究结果说明它将使等构造线长度有不同程度的缩短。

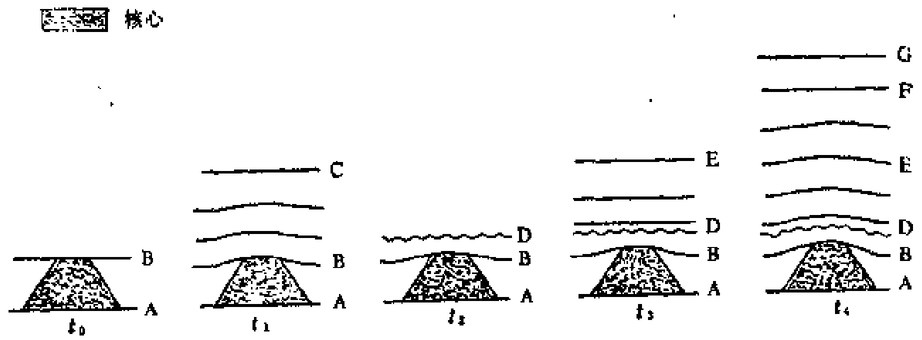


图 9-25 在有沉积间断时披盖构造发育示意图
（据P. E. Gretener, 1979）

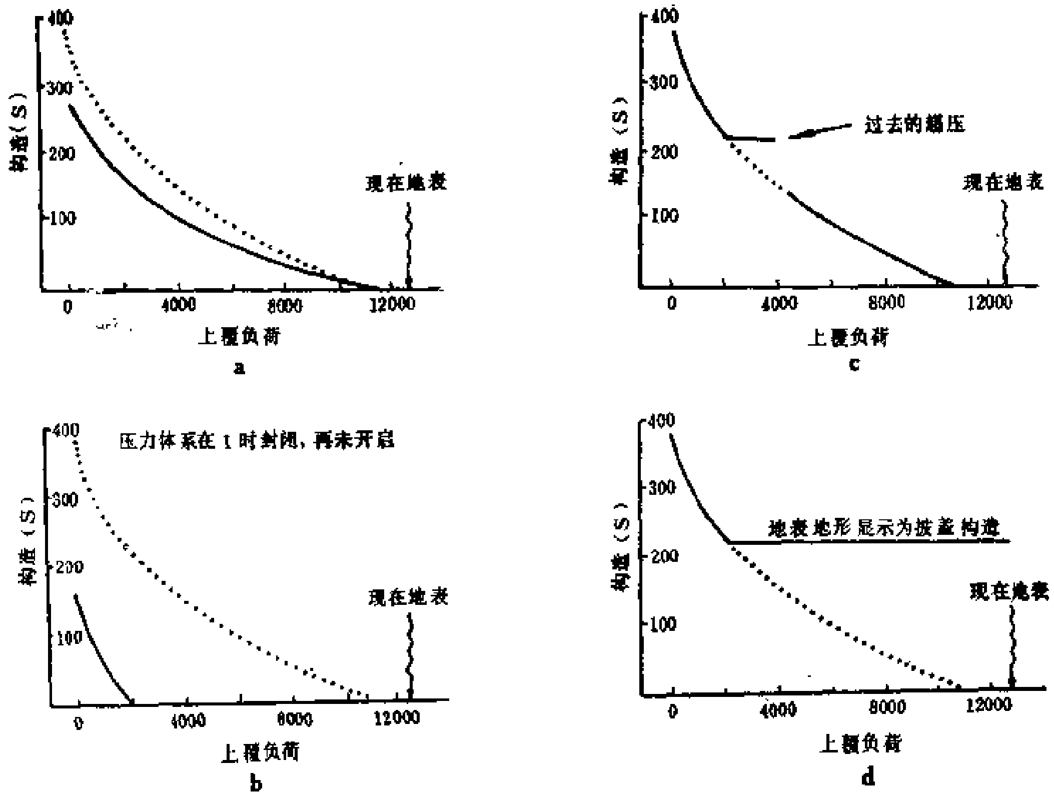


图 9-26 异常高压的形成对披盖层斜率变化的影响（点线为正常情况下的曲线，实线为有异常高压存在时的曲线）

（据P. E. Gretener, 1979）

第五节 泥岩压实资料的其它用途

在泥岩压实研究逐渐发展的过程中，还先后提出过压实资料的一些其它用途。例如剥蚀厚度与最大埋深的估算。

正确估算剥蚀厚度与最大埋深，对于恢复盆地地质历史、判断生油和聚油期等都是极为重要的。以往估算剥蚀厚度时，多以原始地层厚度在横向上无变化或按某一已知趋势均匀变化为前提，靠地震横剖面或地层对比图加以推断。这种方法无疑带有很大人为成份。因为地层厚度在侧向上不均匀变化甚至突变的现象是很常见的。

Athy早在1930年时即指出"如果在压实和埋藏深度之间建立起一种确切的关系，那么就可以在任何未经扰动的地区，确定地层曾一度被埋藏的最大深度"。他通过俄克拉何马东北和得克萨斯部分地区 2200 多个样品的实测结果，绘制了一条该区的孔隙度-深度关系曲线，并以此为根据，确定该处已被剥蚀的上覆岩层厚约1220—1370m。

自从Wyllie等人（1956，1958）确定了层传播时间与孔隙度间的关系以后，目前大多以泥岩传播时间-深度关系来研究此问题。因为泥岩孔隙度随深度变化受压实以外其它因素的影响最小。

真柄（1978）曾比较详细地介绍了利用泥岩外推地表传播时间求剥蚀厚度的方法。

如前所述，在正常压实段，泥岩压实程度主要是埋深的函数。故一未遭剥蚀的地区与一曾遭剥蚀地区相比，二者声波传播时间-深度曲线正常趋势应是有差别的。

图9-27a为一未遭剥蚀区的泥岩传播时间-深度关系示意图，将其正常压实趋势外推到地表，得出一地表传播值Δt_0。

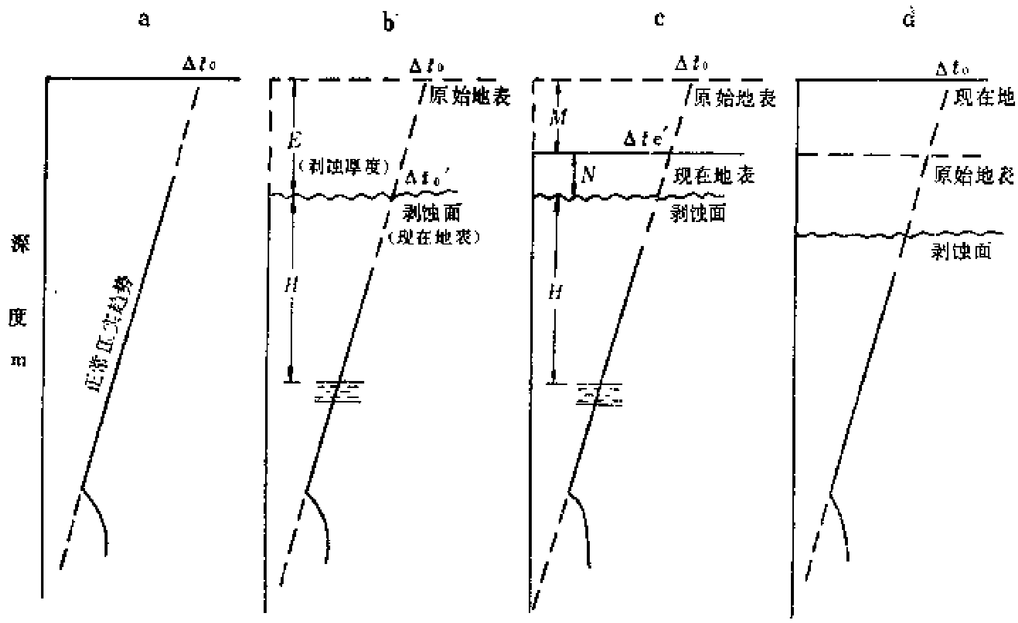


图 9-27 估算剥蚀厚度的方法示意图

（据真柄，1978）

图9-27 b 为一剖面上部已遭剥蚀地区的传播时间-深度关系图，波状线代表现在的地表。将正常压实趋势外推到现在的地表，所得出的地表传播时间$\Delta t_0'$必然小于未剥蚀区的Δt_0值。如将此正常压实趋势继续外推到等于Δt_0处，则可得出沉积剖面的原始地表。此时，剥蚀面（在这个例子中是现在的地表）与原始地表间的距离E，即大致等于剥蚀掉的沉积厚度。

当剥蚀面不是现在的地表，亦即剥蚀后又有地层沉积时，如果剥蚀后沉积的厚度小于剥蚀厚度（如图9-27 c），则剥蚀厚度应等于现在地表与原始地表的距离（M）和剥蚀后沉积厚度（N）之和。如果剥蚀后沉积的厚度大于剥蚀的厚度，新沉积物的压实作用将使剥蚀前泥岩压实的标志全部消失，故已不能用此法求剥蚀厚度。

没有剥蚀情况下的地表传播时间Δt_0值的确定，可用两种方法，其一是在所研究沉积盆地尽可能多的井中，确定正常压实趋势外推到现在地表的值。在外推值中最大的传播时间值（最小压实的值）可能最接近于无剥蚀的Δt_0值。其二为利用经验数值，根据对几个不同盆地页岩压实作用的研究，他提出可以656μs/m作为无重大剥蚀区外推地表传播时间的一个最大近似值。

用泥岩孔隙度或密度资料同样可按上述方法进行剥蚀厚度的估算，在此不再赘述。在用外推的地表最大传播时间或孔隙度和密度值计算剥蚀厚度时，恰当地选择无剥蚀区基础数字特别重要，最好尽可能参考有关地质和地震方面的其它资料。当一地区曾遭普遍剧烈剥蚀时，用外推地表最大值进行估算可能会使剥蚀厚度减少。用地表经验值可消除此一缺

陷，不过，地表经验值的选择还需根据我国各沉积盆地情况进一步验证。

W. H. Land Jr，(1980) 还曾提出根据所绘各井声波-深度曲线编制典型压实梯度曲线，用以求剥蚀厚度的方法。编制典型压实梯度曲线的方法与编制综合柱状图的方法相似。即以各井正常压实趋势线相互衔接而成，然后再以单井压实曲线与其对比，判断剥蚀厚度。例如以A井压实曲线与典型压实梯度曲线比较，前者400—900m间段的趋势线，在声波值上与后者600—1,100m间段相当，则可以认为A井有200m的剥蚀厚度。在应用此方法时，所利用的曲线段必须要确定属于正常压实段，且各井所在地区的沉积条件应大体一致。

估算出剥蚀厚度后，即可推算某些地层的最大埋深。例如现在深H处的一地层，在图9-27 b所示情况下其最大埋深为$E+H$，在图9-27c所示情况下则为$M+N+H$。

此外，也还有人将泥岩压实资料试用于地层对比，沉积相的划分，沉积间断的分析，覆盖区结构面力学性质的研究，以及利用泥岩压实曲线预测与检测地层压力，进行钻井泥浆比重与套管程序设计等等方面。限于篇幅，不再详述。

主要参考文献

1. 王行信、辛国强，1980，松辽盆地白垩系粘土矿物的纵向演变与有机变质作用的关系，石油勘探与开发，第2期。

2. 陈荷立、汤锡元，1981，试论泥岩压实作用与油气初次运移，石油与天然气地质，第2卷，第2期。

3. 真柄钦次原著（1978），陈荷立等译，1981，压实与流体运移，石油工业出版社。

4. 瓦尔特H.费特尔原著（1976），宋秀珍译，1982，异常地层压力，石油科学进展2，石油工业出版社。

5. 格雷泰纳原著（1979），陈荷立等译，1982，孔隙压力的基本原理、通常所引起的后果及其构造地质含意，石油工业出版社。

6. 陈荷立，1982，东营凹陷泥岩声波时差-深度曲线特征及其所提供的地层压力信息，石油钻探技术，增刊。

7. 陈荷立，1984，柴达木盆地跃进-砂西地区地下压力分布的定量预测，石油钻探技术，第2期。

8. Application and training section, Exploration logging INC, U. S. A., 1981, Theory and evaluation of formation pressures, The pressure log preference manual.

9. Barker, C., 1972, Aquathermal pressuring role of temperature in development of abnormal pressure zone. Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull., Vol. 56, No. 10, p. 2069—2074.

10. Barker, C., 1980, Primary migration; the importance of watermineral-organic matter interaction in the source rock; Problem of petroleum migration, AAPG studies in geology, No. 10.

11. Burst, J. R., 1969, Diagenesis of Gulf Coast clayey sediments and its possible relation to petroleum migration; Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull., Vol. 53, No. 1, p. 73—97.

12. Chapman, R. E., 1972, Primary migration of petroleum from clay source rocks. Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull., Vol. 56, No. 11, p. 2185—2191.

13. Dickey, P. A., 1975, Possible primary migration of oil from source rock in oil phace. Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull., Vol. 59, No. 2, p. 337—344.

14. Hedberg, H. D., 1980, Methane generation and petroleum migration; Problem of petroleum migration. AAPG studies in geology, No. 10.

15. Hinch, H. H., 1980, The nature of shales and the dynamics of hydrocarbon expulsion in the Gulf Coast Tertary section; Problem of petroleum migration. AAPG studies in geology, No. 10.

16. Hubbert, M. K., Rubey, W. W., 1959, Role of fluid pressure in mechanics of overthrust faulting. Geol. Soc. America Bull., Vol. 70, No. 2, p. 115—206.

17. Land Jr., W. H., 1980, Determination of prior depth of burial using interval transit line. Oil and gas

Journal, Vol. 78, No. 4, p. 222—236.

18. Magara, K., 1971, Rermeability consideration in generation of abnormal pressure. Soc. Pet. Eng. J. Vol. 11, No. 2, p. 236—242.

19. Powers, M. G., 1967, Fluid-release mechanism in compacting marine mudrocks and their importance in oil exploration. Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull., Vol. 51, No. 7, p. 1240—1254.

20. Porry Jr., E. A., and Howers, J., 1972, Late-stage dehydration in deeply buried pelitic sediments; Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull., Vol. 56, No. 10, p. 2013—2021.

21. Schowalter, T. T., 1979, Mechanics of secondary hydrocarbon migration and entrapment. Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull. Vol.63, No.5, p.723-760.

22. Tissot, B. P., a Welte, D. H., 1978, Petroleum formation and occurrence; Part III, ch. 2. Springer-Verlag Berlin, Heidelberg New York.

23. Vysotskiy, I. V., 1977, Current theories about the nature of abnormally high reservoir pressures; Deposits of fossil fuels, V. 6. Boston, Massachusetts.

第十章 逆冲断层及其与油气的关系

第一节 引 言

逆冲断层是地壳中常见的一种构造型式。它们往往成组成带出现形成逆冲断裂带（简称逆冲带）。逆冲带是地壳强烈活动带岩体发生大规模挤压而产生的。它们主要发生在现在或过去岩石圈发生聚敛性活动的大陆边缘，同时在大陆和大洋内部也有发现。

逆冲带虽然主要发育在区域性压应力构造环境中，但也可发生在区域拉张和剪切应力的构造环境内。例如拉张环境下重力滑动前缘地区所形成的逆冲断裂，以及在剪切应力下由于断面弯曲或其他原因而派生出的局部挤压应力而形成的逆冲断裂。

逆冲断层是推覆构造的核心，其上盘为推覆体（逆冲席），下盘称掩覆体。推覆一词来自法文"Nappe"，故又称为"纳布"或"拉铺"。推覆构造的研究始于19世纪中叶的阿尔卑断地区。欧洲的一些地质学家把这种构造看作是阿尔卑斯地区构造的主要模式，并把它们推广到世界其它造山带。我国早在20年代翁文灏就曾在燕山地区发现了逆冲断层和飞来峰。但后来由于垂直运动占了统治地位，从面忽视了逆冲断层和推覆构造的研究。

其实人们早就知道地球本身具有层状结构，如地核、地幔、软流圈、岩石圈、地壳、玄武岩层和花岗岩层等层状结构。本世纪20年代初阿尔卑斯地质学家提出了滑脱(detachment或decollement）的概念；60年代，苏联大地构造学家Пейве提出了地壳的圈层性和大陆分层剥离说，他认为大型岩石圈板块并不是完整的刚体，而是被许多水平的或其他产状的断裂活动带所分割，水平或近水平的岩石圈各岩席间发生差异位移和滑动。我国马杏垣（1984）和张文佑教授也都指出了岩石圈的拆离滑脱现象和顺层滑动断裂的重要性。许多地区地震震源的近水平分布，也说明有近水平的顺层滑动存在。

近十几年来，利用物探和深井钻探对地壳深部构造进行了研究，特别是美国"大陆反射剖面联合计划"（COCORP）的研究结果，证实了地壳或岩石圈内也有许多更次一级的层状结构，且愈近地表其分层也愈多。同时还证实逆冲断层是地壳中广泛存在的一种构造型式，许多逆冲断层倾角向下往往变缓以致发生顺层滑脱。并且指出了逆冲断层对矿产（尤其是油气）勘探的重要意义。因此才又引起人们对逆冲断层的重视。

逆冲断层（thrust）术语虽已使用很久，但国内外不同的人对它的命名及赋予的含义却很不一致。不少人认为它是逆断层的同义词（地质辞典，1983；M. Gray等，1973），国外地质学家多把它看作是低角度逆断层（M. Gray等，1973；断宾塞，1981）；过去我国大多数人则把它看作是高角度逆断层，而把"Overthrust"作为低角度逆断层。我国对逆冲断层的叫法也极不统一，有冲断层、逆掩断层、掩冲断层等不一而足。

1979年在伦敦召开的逆冲断层和推覆构造会议上，曾对逆冲断层的定义进行了广泛的讨论，依照多数与会者的意见，认为逆冲断层是逆掩断层的同义语，它是指达到填图规模的收缩断层（Contraction fault）。推覆体是指沿逆冲断层推移来的外来构造岩席(alloch-

thonous tectonic sheet)。

这一定义既未涉及到倾角的大小，也未规定其滑动的距离。其中心就是使任一基准面（通常是层理面）发生一定规模缩短的收缩断层。

一般把推覆体分为两类：即褶皱推覆体(fold nappe)和逆冲推覆体（thrust nappe）。前者是由倒转平卧褶皱的下翼被拉薄和剪切发育逆冲断层而成的推覆体；后者是指外来岩席沿逆冲断层运移，未经事先发生倒转褶皱作用的逆冲岩席（K. R. McClay等，1981；马杏垣等，1984）。

由于关于逆冲断层和推覆体的争论由来已久，分歧又较大，至今不少人对上述定义还持有异议，故不能把上述定义作为定论，而只能将其看作是进一步研究和讨论的基础，何况定义中所规定的“填图规模”意义也很不明确。本文所采用的逆冲断层含义就是根据伦敦会议的意见，把覆盖在逆冲断层之上的外来构造岩席统称为推覆体或逆冲席，它不仅与逆冲断层的倾角大小和推移的距离无关，也不管断层那一盘是主动的，故它既包括了仰冲断层也包括俯冲断层。本文把倾角大于45°的逆冲断层称作高角度逆冲断层，而把小于45。的叫作低角度逆冲断层。以把这两种成因可能不同的断层加以区别。

第二节　逆冲断层的特征

逆冲断层是地壳内的强烈挤压带，其垂直位移一般不超过数公里，但其水平位移则可达数十乃至数百公里。由于推覆体是沿逆冲断层搬运来的构造岩席，故一般构造复杂，褶皱和分枝断裂发育，尤其是在逆冲断层的前锋部位更为显著。掩覆体是变形较轻微或根本就未发生过变形和位移的“原地岩系”（autochthon）（图10-1）。应变测量也证明推覆体的变形要比掩覆体强得多。

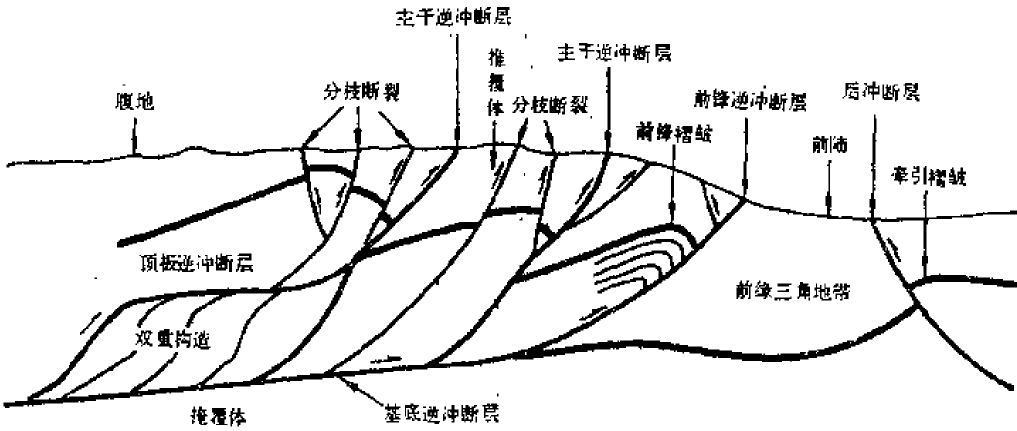


图 10-1　推覆构造的构造模式

推覆体的前锋变形强烈，产状陡峻且多变，厚度明显肿缩，小褶皱发育，形态复杂，轴面方位很不稳定。推覆体中段构造相对简单，伴生和派生构造方位稳定，小褶皱轴面及与其伴生的小逆冲断层、窗棱构造和小型旋卷构造等指向性构造发育，是指示主干逆冲断层运动方向的良好标志。推覆体的根部一般以强烈挤压形成陡峻的定向面状构造为特点，无论岩层、小断层均变陡，常发现轴面陡立的紧闭小褶皱（朱志澄，1984）。但重力滑动

的根部则以张性断裂为特征。

逆冲断层虽然在各类构造单元中都有发现，但它们更广泛地发育在褶皱山与前陆地区之间的枢纽带，常被称作前缘逆冲带。由于早期在这里常存在着犁状正断层和很厚的冒地倾斜楔形沉积体，以及枢纽带两侧地壳结构和物质组成的差异性，致使构造应力在此比较集中，故在造山运动时容易在此产生逆冲断层，并且它们一般多向前陆地区逆冲。大部分造山带在其发展过程中或多或少地发生过逆冲带，这些逆冲带可以发育在造山带两侧（如祁连山、天山），也可能仅发育在其一侧（如喜马拉雅山、阿尔卑斯和阿巴拉契亚山）。在造山带内部还可产生隆起构造单元向坳陷构造单元逆冲的现象。

逆冲断层在平面上多呈弧形弯曲，表现为平缓地向外凸出和急剧地向内凹陷，且多呈平行排列形成逆冲带，造成叠瓦构造。其中断距比较大、延伸比较长的断层称为主干逆冲断层；由主干断层派生，断距较小、延伸较短的次级断层称分枝断层；推覆构造最前端的主干逆冲断层为前锋逆冲断层，推覆体沿其逆冲在前陆地区之上（图10-1）。

逆冲带的形成是长期逐渐发育的结果。按照断层发育的顺序可分为背驮式（piggy-back）或前进式和上叠式（overstep）或后退式两类构造发育次序。前者每一新逆冲断层是在老逆冲断层的下面产生的，各个逆冲断层依次向逆冲方向发展；后者新逆冲断层产生的位置和发展方向与此恰好相反。在自然界背驮式发育次序更为多见，许多造山带（例如北美的科迪勒拉造山带）边缘的逆冲带就是以这种次序发育的（Armstrong等，1965）。

逆冲断层虽也曾见有陡直地深切入基岩消失在深部韧性剪切带中者，但更常见的则是多呈上陡下缓凹面向上的犁状断层。其底部常与地层层面平行，且往往沿某个软弱的地层形成滑脱。断面沿倾斜方向常呈阶梯状或波浪状起伏，通常当断展进入柔性地层中常沿此层滑脱，形成倾角平缓的地段——断坪（flat），而在坚硬的地层中往往形成较陡的断面——断坡(ramp)。美国阿巴拉契亚山前缘逆冲带就是阶梯状断面的例子，其长面平缓的断坪主要发育在页岩内，短而陡的断坡则产生在坚硬的灰岩里（图10-2）。阶梯状是逆冲断层的基本形态，犁状是指其总体产状而言，面坡浪状乃是局部变化，它们之间并不矛盾。

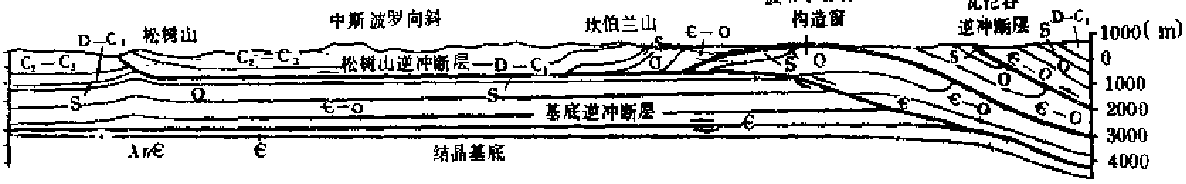


图 10-2 北美阿巴拉契亚山松树山逆冲断层横剖面图
（据Miller和L. D. Harris等综合改绘）

断坪和断坡处的构造特征有所不同。前者逆冲断层是顺层滑脱，应力以单向剪切为主，变形集中在滑脱面上，断面两侧常无强烈的破碎，上下地层似乎是连续的。如象我国宁镇山脉，当一些新地层在老地层之上发生滑脱时，如不了解地层的确切层序和厚度或发现断层面就很难发现它们。断坡处则既有剪应力又有压应力，断层除了切层错位外，还常

常发生岩层的褶皱和破碎，并产生一些分枝断层。断坡处的变形强度与断坡和层面的交角大小有关，交角愈大变形愈强。

前缘逆冲带断面的倾角除了在地表附近及断坡处外，一般常以较小的角度与岩层相交。某些较陡的断面可能不是它们的原始产状，而是逆冲断层形成后进一步遭受构造变形的结果。如后期的褶皱作用、下盘新生逆冲断层的向上逆冲，以及与巨大构造负荷本身所造成的均衡补偿沉降作用有关（M. R. Coward, 1983）。地表附近断而一般较陡，是因为这里的围限压力很低，脆性较大，逆冲作用的强大挤压力向着地表迅速释放造成的。

某些主干逆冲断层可能是追踪原来被动大陆边缘的同生重力滑动“犁状正断层”、在构造应力发生逆转时、沿原来的张性断裂面发生逆冲作用形成的，因而它们仍保持着原来上陡下缓的犁状特征。看来犁状断层的产生和逆转很可能是地壳由分裂到联合的一种重要构造转化方式，犁状断层就是构造活动的枢纽带。例如陕甘宁盆地西缘断褶带与陕甘宁盆地本部分界处，在中元古代和古生代时是深坳陷东缘西倾犁状正断层的分布区，中生代时坳陷隆起褶皱后又追踪原来的断面形成了逆冲带。

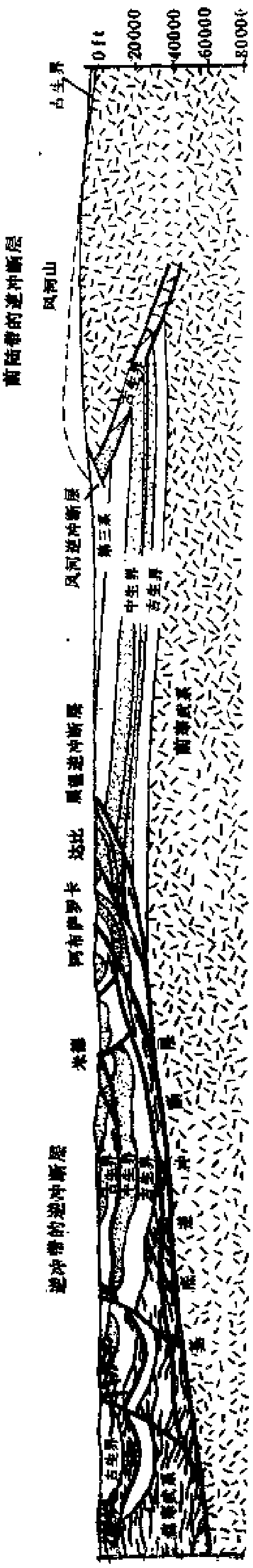


图 10-3 美国落基山前缘及前陆带的逆冲断层
1ft=0.3048m
（据Royse等）

某些地台区由于其刚性基底的断块隆起或基底内早期断层的重新活动，可能形成一些较陡的逆冲断层。深部地震反射资料证明北美地台风河山西侧的逆冲断层，在深度25—30km范围内以30—35°的倾角保持不变，向深部以韧性剪切带的形式出现（M. R. Coward, 1983）。其断层的垂直位移为7.6—15.2km，面水平移位为3.2—32.2km。但其西侧落基山前缘逆冲带的断层呈雪橇状，水平位移达32—161km，在水平方向上缩短了65km，为原来130km的一半，而垂直位移仅1.5—3km（R. R. Griss, 1983）（图10-3）。

逆冲带在浅层为近于平行的叠瓦构造，但向深处往往变缓共同收敛在一个统一的滑脱带——基底逆冲断层（sole thrust）面上（图10-1），形成逆冲断层系。由一系列相邻断层间所夹持的上宽下窄的楔状岩体常组成叠瓦扇（imbricate fan）。基底逆冲断层以下的岩层是基本未变形或变形轻微的原地岩系，造成基底逆冲断层上下构造形态极不协调的现象。基底逆冲断层向着前陆地区逐渐抬升，最后以前锋逆冲断层出露地表而消失。

逆冲带中的一些次级逆冲断层，可以向上逐渐靠拢而

连结在一起，组成了顶板逆冲断层（roof thrust），同时向下也可互相连结组成底板逆冲断层（floor thrust），次级逆冲断层所围限的断块称断夹块（horse）。这些断夹块与围限它们的顶、底板逆冲断层一起形成了"双重构造"或"重叠构造"（duplex）（图 10-1）。这种双重构造或"重叠构造"在世界许多典型的推覆构造中经常遇到，如在阿巴拉契亚山和阿尔卑斯山的前缘以及苏格兰的莫因逆冲带等地（S. E. Boyer等，1982）。

每个推覆体的不同部位其水平位移距离是有变化的，在剖面上一般以推覆体的前锋和断坪处位移较大，其根部和断坡处位移较小；而在平面上以其中部位移最大，向其两侧逐渐变小以致消失。有时逆冲断层也可侧向转变成褶皱，如象南阿巴拉契亚北端那样（W. M. House等，1982），或以平移断层而告终。

推覆体不总是老地层逆冲到新地层之上，也常发现新地层逆冲在老地层之上的现象，特别是在重力滑动生成的构造中。有时即是同一断层其不同部位新老地层的上下关系也可能不同，例如阿巴拉契亚山的松树山逆冲断层，其断坡处是老地层逆冲在新地层之上，而断坪处为新地层逆冲在老地层之上（图10-2）。

逆冲断层也常具有一般断层的某些特征，如构造角砾岩、碎裂岩、构造透镜体、破碎角砾岩的压扁和磨圆、断层泥、糜棱岩、千糜岩、玻化岩、片理化岩、剪切带、擦痕、阶步或镜面等构造现象。推覆构造还常和某些特殊的构造现象伴生，如飞来峰、构造窗、叠瓦构造、拖褶皱、肿缩式构造、牵引褶皱、后冲断层（back thrust）、正断层和平移断层等。

在逆冲断层倾角平缓且地形起伏大的地区飞来峰往往广泛出现，有时也可能形成构造窗（图10-2）。我国陕甘宁盆地西北缘桌子山地区有许多由下古生界组成的飞来峰覆盖在上古生界之上（图10-4）。

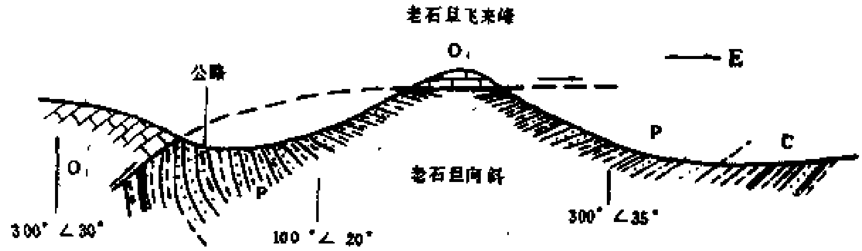


图 10-4 陕甘宁盆地西缘桌子山地区老石旦飞来峰构造横剖面

推覆体的两端或其内部有时还常产生一些平移断层，这种平移断层在推覆体与其相邻地区间或不同断块间位移距离存在差异时起着应力调整作用，故可称作"调整断裂"。其方向一般与逆冲方向一致，或发育于与逆冲方向呈约30°夹角的两组共轭剪切面的位置。我国准噶尔盆地西北部包括克-乌大断裂在内的西准噶尔推覆构造是向东南逆冲的，其北端有与逆冲方向大致相同左行扭动的额尔齐斯和布尔津断裂，其南端则有右行扭动的阿拉山口和札娄勒山等断裂，这些平移断层都属于边界调整断层。欧洲的侏罗山和阿巴拉契亚的坎伯兰逆冲席也都有这种性质的平移断层（斯宾塞，1981）。

逆冲带的断层倾向大多与构造逆冲的方向相反，但也有一些逆冲断层的倾向与逆冲方向相同，后者被称作后冲断层或反冲断层（图10-1）。后冲断层多是在逆冲作用时受到刚性物体或断坡阻抗所产生的反作用力被动形成的，故其活动性较主干逆冲断层轻微。由于

这种断层随着俯冲作用的发展，必须把愈来愈重的上盘抬起，阻力愈来愈大，因此它们很难发生较大的水平位移，断层倾角一般较大且断面平直。在我国许多含油气盆地中的推覆构造也常见到这种后冲断层，如柴达木盆地的马仙断层（图10-5）和油砂山断层，陕甘宁盆地西缘的大水坑和大东等油田也都与后冲断层有关。

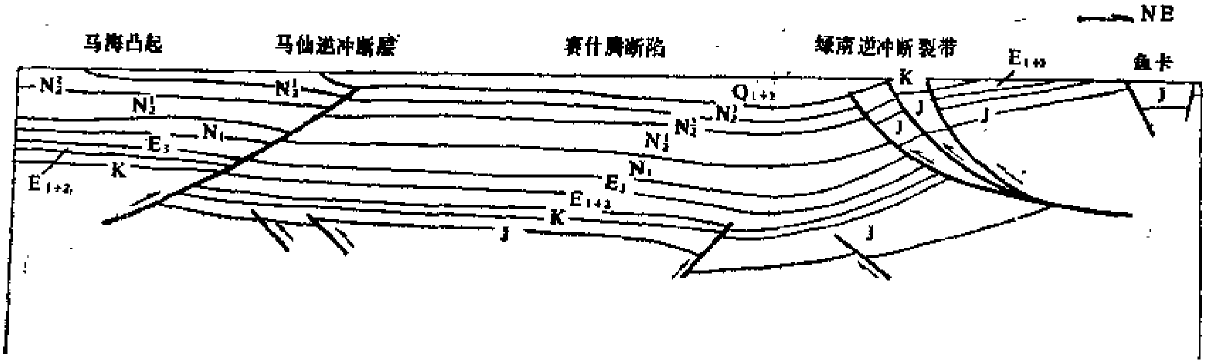


图 10-5 柴达木盆地北缘构造横剖面图
（据青海石油局1001地震测线解释改绘）

推覆构造是挤压构造环境下的产物，逆冲断层在断层中占有绝对的优势。但在形成逆冲断层和局部构造的过程中或在它们形成之后应力的松弛，有时局部还可能发生张性的正断层。后者除在重力滑动构造的尾端拉张区外，一般断距较小、延伸短、方向也多变。在六盘山推覆构造的一些局部构造上就发育着许多断距仅数米至数百米，方向无规律，延伸仅数公里的正断层。

对逆冲断层的认识一直存在着两种不同的观点。其一是认为大型逆冲断层在深部变缓并和滑脱层相连；另一派则认为逆冲断层在深部变陡，可能消失在地壳深部或地幔中的韧性应变带中。前者称作“薄皮构造模式”（thin-skinned tectonics）或“外来构造模式”，后者称为“厚皮构造模式”（thick-skinned tectonics）或“原地模式”。前者主要是在沉积盖层内发生的褶皱和冲断构造。沉积岩中的主要滑脱面是高塑性层、高孔隙压力带、岩性相差较大的地层界面、不整合面或构造薄弱带等。结晶基底与沉积盖层的界面就是一个很好的滑脱面。但其实所谓薄皮构造也经常不同程度将基底卷入。

第三节 逆冲断层的形成机制

自从上世纪末人们认识到逆冲断层和推覆构造后，地质学家就试图解释它们的形成机制问题。百年来已先后提出了许多模式，但从驱动力来看仍然还是上世纪末所提出的侧向挤压机重力两种。马杏垣等把前者形成的推覆构造称作“推覆”，而把后者所形成的推覆构造称为“滑覆”（马杏垣等，1984）。

一、重力说

重力说是一种古老的假说，自从构造地质出现后，地质学家就把重力引起构造形变的概念引入地质学中。在德国文献中可以追溯到18世纪末期，但主要还是在19世纪末，特别是Reyer 等把重力构造不再限于局部构造现象，而是作为一种造山机制以后，许多地质学家相继用此观点去解释象阿尔卑斯山及其它一些地区推覆构造的成因。我国马杏垣教授就

是重力说的重要支持者，并认为重力构造分布极为广泛（马杏垣，1982）。

重力是地球引力造成的，重力作用的趋势就是使地球上的一切物体尽可能取其最小位能，使之达到相对稳定的状态或均衡状态。但构造运动总是不断地破坏这种稳定，使之处于不稳定状态，而重力则继续作用，以期达到新的均衡。所以地壳上的重力构造是广泛存在的一种构造型式。

近年来我国一些地质学家也常用重力学说来解释象克拉玛依（吴庆福，1985）、陕甘宁盆地西缘（谭试典，1985）、苏皖浙地区（黄钟瑾等，1984）、江汉盆地东北缘、湘中地区，以及华南其它一些地区推覆构造的成因（张用夏，1985）。

重力说又可分为重力滑动（Gravitational gliding）和重力扩展（Gravitational spreading）。

1. 重力滑动

重力滑动形成的推覆构造是重力作用引起岩体沿斜坡向下滑动造成的。它们的形成与地表滑坡相似，不过重力滑动造成的岩体位移是时间较长的潜移，而不是爆发性的滑动，其规模和搬运的距离要比滑坡大得多，而其滑动面的倾角又较滑坡小得多。

发生重力滑动要有一个赖以滑动的斜坡，岩体在沿斜坡产生的剪应力作用下滑动而降低其势能。一定的岩体当达不到其滑动所需的最小坡度时滑动就不可能产生，岩体的体积愈大，所需滑动面的倾角愈小。这种斜坡有些可能已被后期的剥蚀作用或构造运动所破坏，现已不复存在了。

重力滑动形成的滑动系较（外来岩系），其前锋部位处于挤压环境，发育着逆冲断层和褶皱，而其后端则处于拉张状态，发育着正断层或地堑，即所谓"逆冲褶皱带和拉张断裂的首尾配套"（图10-6）。另外，重力滑动构造往往是局部性的，滑动系统复杂的冲断褶皱构造与周围地区的构造格局很不协调，难以用统一的应力场去解释。

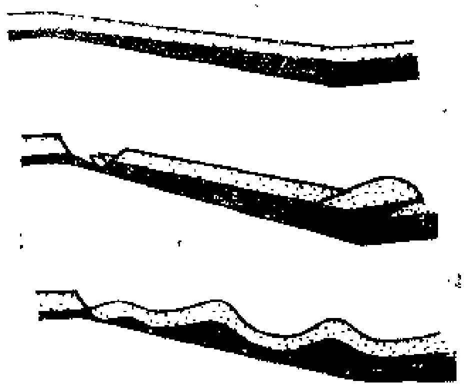


图 10-6 重力滑动引起的典型构造发展顺序

上图表示滑动前的层序（其中间为易活动的页岩或盐层）；中图表示拉开地堑（上端）和叠瓦状逆冲断层（下端）的形成；下图表示具有逆牵引的纯拉离（上端）和褶皱作用（下端）（据Kehle）

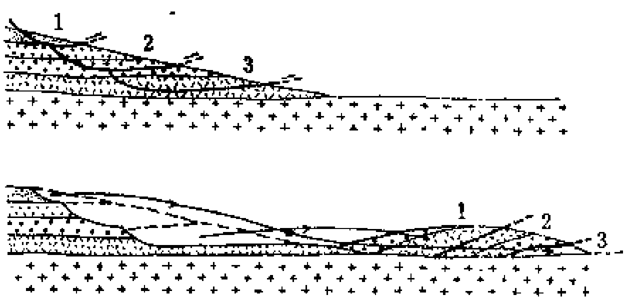


图 10-7 重力滑动造成倒序堆积现象的示意图

（据Cooper）

重力滑动所造成的逆冲断层可以是新地层覆盖在老地层之上，也可能相反。有时还可形成倒序堆积（diveticulation）现象（图10-7），这是由于位于最高处的最倾地层单位首先向下滑动，然后深部较老的地层依次相继向下滑动，覆盖在原先较新地层之上，形成上老下新的地层倒序，但在每个滑动系较（逆冲席）内的地层次序仍保持正常。

马杏垣等(1984)把重力滑动产生的构造分为滑片型和滑褶型两类。前者的滑动系统主要因次生断裂而解体，呈片状滑移，很少有褶皱。后者的滑动系统以褶皱为主，伴有少量断裂。这些褶皱向下在软弱的润滑层或主滑面上逐渐消失。在剖面上向下坡倒转甚至翻褶，倒转翼一般不变薄，前缘紧闭倒转褶皱伴有逆冲断层。当滑动系统底板不平而受阻时，可产生倾向相反的反褶现象。

重力滑动为某些搬运相当远的逆冲席提出了一个可被人接受的逆冲断层形成机制。因为若是一侧受到外力推挤，就必须由松散的沉积物把力传递多达几十甚至几百公里远，这在力学机制上是相当困难的。但如果依靠重力，因为重力是一种体力，其作用方式与外力不同，它不需要在物体内逐点传递应力，而力是同时作用在滑动系统的每一个点上的，只要有一个足以引起滑动的倾斜面，依靠重力的持续作用就可形成大的推覆构造。

2. 重力扩展

重力扩展模式是Bucher于1956年提出的，它用模拟试验证明，鼓起的石蜡在重力的作用下发生侧向扩展，使相邻的岩层发生褶皱和断裂，形成与前缘逆冲带构造相似的褶皱和逆冲带（图10-8）。后来不少地质学家们就用此来解释象落基山和南阿巴拉契亚山这样一些大型逆冲带的成因。

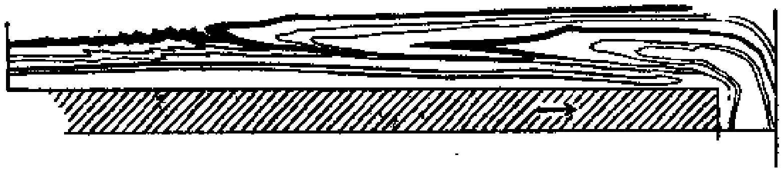


图 10-8 以粘性蜡试验形成的褶皱和推覆体

蜡层平铺在木活塞和压力箱右壁之间，另一些蜡层覆盖在木活塞上，将木活塞（斜线部分）推向右侧蜡层。开始时蜡层向上鼓起，进而侧向流动，木块上的蜡层由于重力扩展作用而褶皱

（据Bucher，1956）

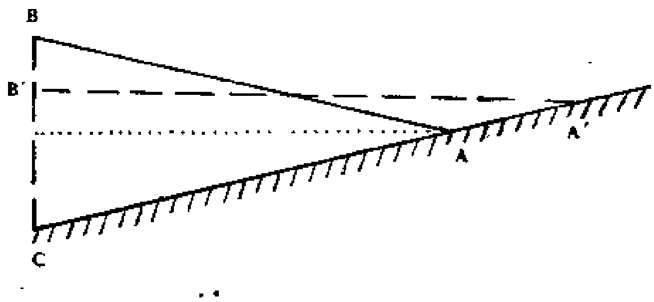


图 10-9 重力扩展对粘性楔形逆冲席表面的作用

ABC是一呈三角形的原始岩体，在重力作用下沿斜坡AC向上滑动形成逆冲断层，重力扩展结束时顶面呈水平（A'B'线）

岩体（特别是由一部分塑性较大岩石组成的岩体）处于较大的势能时是不稳定的，在重力的作用下都会屈服，发生流动和侧向扩展现象。这种重力扩展作用，一部分通过物质内部的运动完成，而另一部分则是通过分割面的侧向运动（逆冲断层）来完成。

重力滑动和重力扩展都是因势能降低造成的，常相伴出现，但二者的作用并不一致。重力滑动是沿着超过一定角度的斜面向下滑动，而决定重力扩展底面剪应力的大小和方向的是地表坡度，而不是基底的倾斜。所以重力扩展形成的逆冲断展可以沿逆冲断面的倾斜向上逆冲（图10-9）。这也正好符合大多数逆冲带并不是顺着逆冲断层倾向向下滑动的事实。

二、侧向挤压

长期以来不少人认为逆冲断层特别是低角度逆冲断层是在水平挤压作用下，沿剪裂面进一步发展而成的。其应力状态符合于Anderson提出的模式，即最大应力轴（σ_1）和中间应力轴（σ_2）是水平的，最小应力轴（σ_3）是垂直的。逆冲断层和褶皱的应 力状态一致，故二者常常伴生。有些逆冲断层是褶皱进一步发展的结果，水平挤压作用先使褶皱的一翼发生倒转，形成倒转褶皱，在持续变形的过程中沿剖面上的一组X型剪裂面拉薄，最后被剪断形成逆冲断层（图10-10b），有时则是先产生逆冲断层，在断层进一步活动时形成牵引褶皱(10-10a)，也可能是褶皱和逆冲断层几乎同时发生（图10-10c），也有只发生简单的逆冲滑片面无褶皱的情况（图10-10d）。一个地区到底产生那种类型的构造，决 定 于当地的应力、温度、压力和岩石性质。

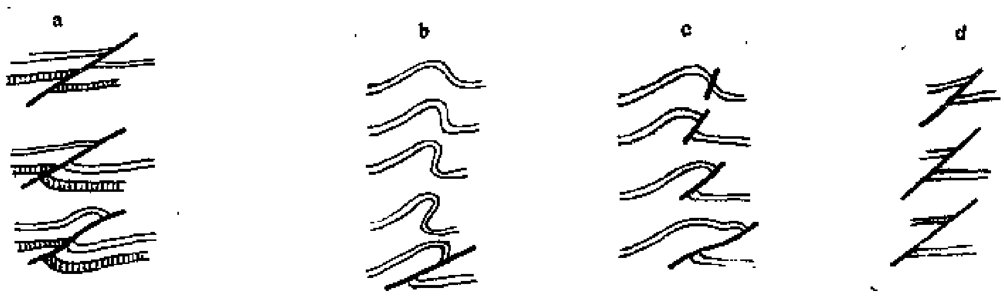


图 10-10 逆冲断层与褶皱形成的关系

关于侧压力的来源一直是一个争论较大的问题。因为许多逆冲带都发育在造山褶皱带的前缘地区，所以过去人们从槽台观点出发，自然就联想到地槽回返时的强大侧压力形成了向前陆逆冲的断层。

自从板块构造学说问世以后，人们很自然地把板块俯冲看作是侧压力的来源。不管是洋壳的俯冲还是陆壳的碰撞，都可在俯冲带的附近形成一些与俯冲方向一致的逆冲带（图10-11）。有些人认为上述俯冲带的挤压力还可通过地壳传递到前陆地带，在孤后盆地的边缘，甚至在更远的地区形成褶皱冲断带。例如台湾西部和北美落基山等地的逆冲带。

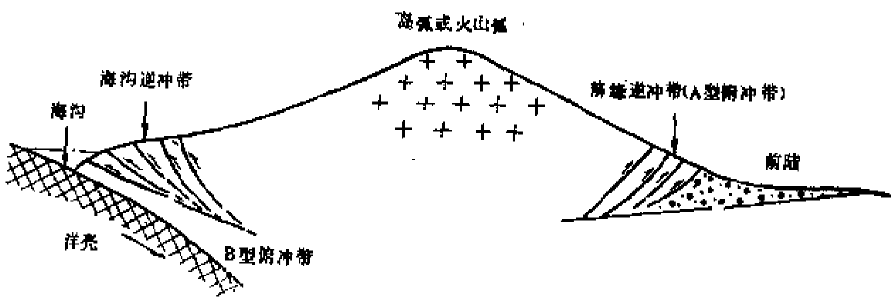


图 10-11 板块俯冲作用所形成的逆冲带

主张侧压作用是逆冲断层形成机制的人，认为褶皱山前逆冲断层底盘的倾斜方向大都朝向山区，显然与重力的滑动方向相反；逆冲席的刚性性质也不适于重力扩展的机理。现代许多山脉虽然高耸云霄，但今天却并未见到现代的重力滑动构造。另外逆冲带的前缘逆冲褶皱应和后端张性构造首尾配套，且前者的压缩量也应和后者的拉张量相当，但这种现象

却常不易见到。因此他们认为重力滑动只在有限区域内产生较小的变动（如在三角洲或某些山脉的高部位逆冲断层）。如果没有侧压，逆冲席就很难在平缓的斜坡上发生长距离的搬运。

关于逆冲断层形成的机制长期以来就是一个争论不休的问题。人们对同一逆冲带常有完全不同的成因解释。但我们应当看到逆冲断层是在不同构造背景下广泛发育的一种构造型式，其类型多样、成因各异，恐怕很难以一种统一的模式来解释各种复杂的构造。虽然近年来重力作用愈来愈多地引起地质学家们的重视，但我们还是应该把重力和侧压看作是形成逆冲断层的两种基本作用。它们二者并不矛盾，在不同的情况下其作用也各不同，或以一种力起主要作用，或二者共同影响逆冲断层的发育。特别是重力作用必须要有起伏的地形，它常是由于侧压作用形成的隆起或坳陷而造成的。侧压力还可能是触发重力作用的重要因素。这也许是重力和侧压作用形成的逆冲带难以区别的主要原因。

即使这样，我们认为侧压和重力作用形成的构造还是存在着差异的，其主要区别在于：

（1）重力滑动的外来岩系处于前压后张的应力场，而侧压构造前后都处于挤压应力场，其根部的挤压现象常常更加强烈。

（2）侧压形成的逆冲断层大都是老地层逆冲在新地层之上，而重力滑动的外来岩系是先滑落的岩体依次为后滑下来的岩体所覆。它既可能是老地层逆冲在新地层之上，又可相反，且后者往往更为常见，甚至可以造成倒序堆积。

（3）重力滑动外来岩系的不同岩体，其运动可能是彼此无关的，各部分的构造十分复杂，并与区域构造不协调，其掩覆体一般变形很轻微。侧压形成的推覆体内部和外部构造的形态、方向等都是有一定规律的，其掩覆体多少也经受了一定的挤压缩短。

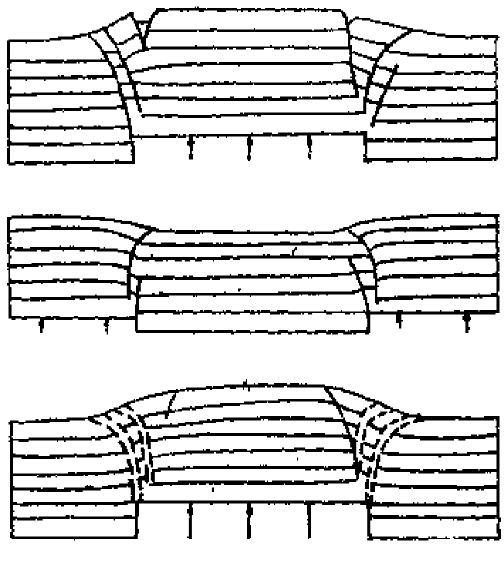


图 10-12 相邻地块垂直差异升降的模拟试验（据Sanford）

（4）重力滑动形成的褶皱往往保存有完整的下翼或倒转翼，而侧压形成的褶皱倒转翼大都变薄且多已被切断。重力滑动比侧压更容易造成地层的倒转现象。

（5）重力滑动需要有一个原始的滑动斜坡，虽然这种滑动斜坡可能现已不存在了。

逆冲断层倾角的大小虽然并不能改变断层两盘相对运动的性质，但从形成机制来看，高角度逆冲断层与低角度逆冲断层则可能不同。高角度逆冲断层有时也可能是由侧压作用形成的，并常大致平行和伴随着轴面陡峻的强烈褶皱一起产出。但其断面并非由剖面上的X型剪裂面进一步发育而成，因断面与主压应力夹角很大，它们的形成是在挤压作用下，高塑性物质沿垂直挤压方向发生塑性剪切滑动，所以它们的形成机制是差异塑性剪切滑动。

高角度逆冲断层更多的则是由不同地块间的差异升降作用造成的。据Sanford的模拟

试验证明，在相邻地块间的差异升降运动中垂直剪切应力所产生的一组剪切面，都向着上升地块方向陡峻倾斜（图10-12），形成许多上缓下陡的逆冲断层。当中间地块上升时还可能形成蘑菇状的"花瓣状构造"(flowerstructure)，其形态很象向两侧逆冲的造山带。

然而还必须指出，不管形成逆冲断层的力是什么，在发生逆冲作用时都要求降低岩石的摩擦系数，否则其推动力将须大大超过岩石的抗压强度，且逆冲席在搬运过程中将会变成碎石堆。为此许多学者曾先后提出了流体楔机制、气垫船机制和地震颤动机制等假说，但看来只有流体压力效应才对逆冲作用的产生具有普遍和重要的意义（详见第九章）（真炳钦次，1978；格雷泰纳，1982)。

第四节　逆冲断层与油气藏形成的关系

人们早就知道逆冲断层与油气有关。1853年就曾在外喀尔巴阡格里西亚地区的逆冲带中发现了油田，但至今也仅在世界少数几个逆冲带中发现油气田。它们主要分布在美洲西海岸山脉的加拿大到阿根廷、阿尔卑斯-喜马拉雅山（从大西洋东岸到新几内亚）以及美国的阿巴拉契亚和沃希托山前缘、中国和苏联等地。我国解放前发现的最大油田——老君庙油田，以及50年代发现的克拉马依和冷湖油田等，也都是与逆冲断层有关的。

北美西部逆冲带早在19世纪就发现了许多油气显示，1913年还在加拿大发现了特纳谷油田。但由于它们构造复杂，且其深层构造、特别是逆冲断层以下的构造不易搞清，加之自然条件困难和勘探技术的限制，虽然相继又发现了一些中小型油气田，终由于成本过高，未能得到较大发展。只是在1975年美国发现了盘维（Pineview）油田后，地质人员才真正从理论上认识到逆冲断层找油的重要性，确认了在逆冲带中有可能储存着大量的油气。再加上当时油气价格暴涨，以及地震技术和计算机处理精度和速度的提高，不仅在北美形成了逆冲带油气勘探的热潮，也为世界逆冲带找油开辟了新纪元。逆冲带已成为油气二次普查的重要新领域。

逆冲断层对油气藏形成条件的影响分述如下：

一、逆冲断层对生油条件的影响

形成油气藏的首要条件是有生油层存在，世界许多逆冲带之所以没有找油远景主要就是缺少油源。

褶皱山与其前陆地区间的构造枢纽带是逆冲带最常出现的地带，且它们与油气的关系也最为密切。因为这里早期曾处于冒地向斜成探坳陷浅海相沉积的边缘，不仅具有良好的生油条件，且在后期造山运动时还处于构造运动较为和缓和有利油气保存的地带。在构造强烈隆起产生逆冲断层后，由于隆起和推覆体负荷的均衡补偿作用，在其前缘又形成了很厚的海陆过渡相或陆相的山前坳陷（前渊）。后者也是生油有利的构造环境。因此，这里的逆冲带长期处于有利生油的大地构造环境中，油源丰富。

许多逆冲断层特别是长期继承性发育的断层，常控制着其前缘沉积坳陷的生成和发展，因而也就控制着沉积物（其中包括生油层）的分布和厚度。有时逆冲断层本身就是生油坳陷的边界，并且逆冲带的前缘恰好就是生油坳陷最深的地方。这样就使许多逆冲断层常与生油坳陷紧邻，具备了近油源的优越条件。我国克拉玛依逆冲带、龙门山、老君庙、陕甘宁盆地西缘和柴达木盆地南、北缘等逆冲带，都明显地控制着生油坳陷的分布。例如

柴达木盆地北缘的马仙和绿南二逆冲带，组成了赛什腾断陷的南北边界，断陷中的中、下侏罗统生油层，在逆冲断层的上盘明显变薄或尖灭，其生油条件也显著变差（图10-5）。

逆冲带内的地层由于逆冲重叠加厚，不但可使生油层系重复，增加了油源层的厚度，而且巨大的构造负荷使其下伏地层埋深加大、地温升高，再加上逆冲过程中产生的摩擦热和应力，以及由深部沿断裂逸出的热流，都可促进生油层的热演化作用。并且推覆体是来自深部较热的岩石，它本身也能形成一个新热源。C. L. Angevine 等（1983）在研究了较厚的逆冲席（8km）后，发现存在着两个生油窗（图10-13）。一个生油窗从基岩开始，随着时间的发展向上推移；另一个生油窗是从逆冲断层开始向下面延展，最后两个生油窗合并。这正说明掩覆体中有两个热源，其一是来自其下部，另一热源是来自逆冲席本身。

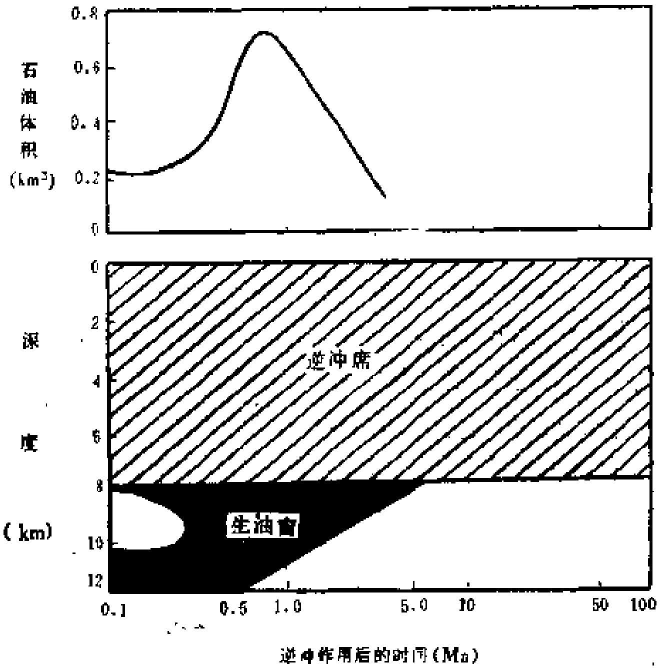


图 10-13 厚4km的沉积物在8km逆冲席之下石油的生成的历史
（据C. L. Angevine等，1983）

应当指出，许多逆冲带的地热梯度偏低，这可能是由于逆冲带断裂和裂缝发育，从而引起地下水的强烈循环，或是因为逆冲带的岩石剖面加厚距深热源较远的缘故（J. C. Pratsch, 1985）。

有些时代较新或因埋藏太浅生油层尚未达到成熟的盆地，如果存在着推覆构造，因生油层埋深加大就有可能达到成熟。例如六盘山盆地白垩系生油层，过去认为由于它缺少足

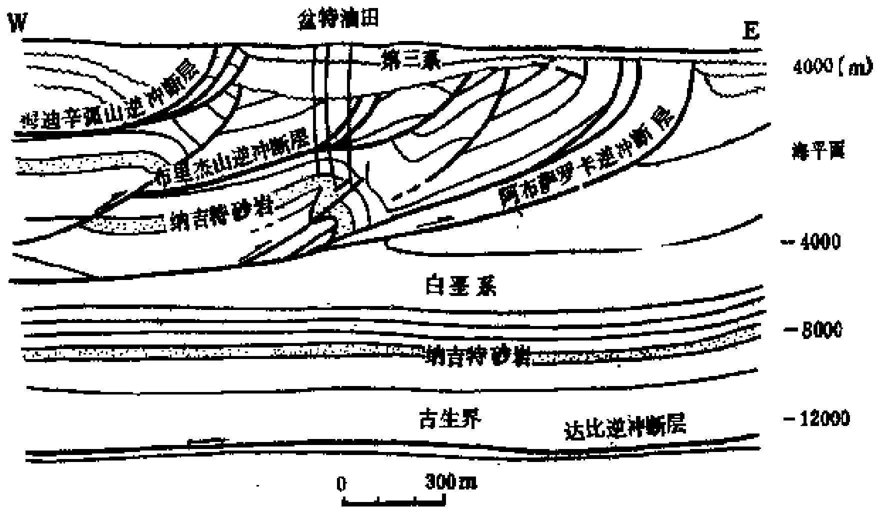


图 10-14 美国落基山地区盆特油田横剖面图
（据C. F. Lamb, 1980）

够厚度的上覆地层，致使未能成熟而予以否定，但六盘山是向东逆冲的，断层下的白垩系生油层就完全可能达到成熟。美国落基山地区盆特油田主要生产层侏罗系纳吉特砂岩，据色谱分析其油系来自下伏的白垩系地层（Lamb, 1980）。白垩系也是在产生逆冲断层后才大量生油的（图10-14）。一般推覆体中的生油层因在发生逆冲作用时上升隆起，后期受到一定的剥蚀，故它们的生油条件往往变差。

这样，逆冲带内的生油层既可在逆冲作用发生之前生成油气，也可在逆冲过程中或其以后使推覆体下伏尚未成熟的生油层成熟，或生油潜力未尽的生油层发生二次生油。逆冲作用的长期性和间歇性使同一生油层有可能在较长的时间内具多期生油的特点。

根据上述不难看出，逆冲带不但常位于有利的生油构造环境，而且还可促进油气的生成，故这里的油源一般较为丰富。

二、逆冲断层对储集条件的影响

储集层在推覆构造中可以多次叠覆，其本身还可因强烈的挤压肿缩而加厚，逆冲带勘探目的层的数量和有效厚度也就大为增加，因而有可能形成多产层纵向叠覆连片的大油气田。

逆冲带多期强烈的构造活动，使各种构造裂缝十分发育，故断裂附近岩石的物性，特别是渗透性变好，增加了油气的产能和泄油面积。在世界上的一些逆冲带油气田中，裂缝储层占着极为重要的地位。加拿大落基山地区的许多油气田单井产量常与其到逆冲断层的距离成反比，这是由于愈近断层裂缝愈发育的缘故。沿新疆克拉玛依大断裂油层有效厚度增大、并常钻遇高产稳产的油流，也是由于断层附近裂缝发育造成的。

裂缝对致密而脆性大的岩石具有更重要的意义，有时可形成一种特殊的油气藏类型——裂缝油气藏。逆冲带的裂缝储层非常广泛，这可能与逆冲带经受多次构造运动和成岩后生变化剧烈等地质环境有关。

如果上述裂缝产生在泥质岩生油层内，还可能形成泥岩油气藏，它与裂缝油气藏的不同是其裂缝不仅只作为油气储集的空间，而且使原来被充填在微小的粒间及有机质的孔隙中或吸附在有机质和矿物的表面上的油气释放出来。

推覆体的巨大负荷有可能使其下伏储集层受到进一步压实而使储集层物性变坏，所以掩覆体内储集层物性一般较差。但我们还应认识到推覆体负荷的迅速增加可在其下伏地层中产生高孔隙压力地层（格雷泰纳，1982），它可以防止岩层孔隙进一步压实，使埋藏较深的储集层仍可有较高的孔隙度。推覆体还可促使其下伏地层中的油气较早的生成和运移，早期进入储集层的油气可以防止储集层次生胶结的发生，对储集层起保护作用。

三、逆冲断层对圈闭条件的影响

逆冲断层常伴随着各种不同成因的褶皱共同产出。这些褶皱可发生在断层形成以前，也可能是断层形成的牵引褶皱，它们在推覆体的前锋地带最为发育，多为不对称背斜，靠近逆冲方向的一翼较陡，背斜的高点常随着逆冲断层的倾斜而发生位移（图 10-1）。我国的老君庙背斜带和马家滩背斜带等都是属于这种类型的褶皱。如果逆冲作用存在着走向滑动，还有可能形成雁行排列的拖褶皱。

许多人认为逆冲断层呈阶梯状断坡-断坪的特点就是形成背斜圈闭的原因之一。格雷泰纳（1982）认为，在断坡处由于断层向上撑起，往往在其上的逆冲席中形成背斜。在平缓的断坪处，逆冲席则主要是沿层面发生侧向滑动。

L. D. Harris等（1977）认为，南阿巴拉契亚谷-岭区的背斜主要是逆冲席从下部滑脱面向上位移到断坡，并爬升到更高的一个滑脱面时，因岩层在断坡处发生重叠而造成的。例如松树山滑脱体系，早期的逆冲作用在断坡处形成了原始的波韦尔谷背斜（图10-15a）；当此逆冲席向西北运动其西北侧爬过断坡进入近水平的更高层位的滑脱面时，便形成了无根背斜（图10-15b）；逆冲席继续向西北运动，使较高层位滑脱面上地层重叠加厚，结果无根背斜便进一步扩大（图10-15c）；中间大型的平底向斜则是由于其两翼的断坡处形成背斜后被动形成的。

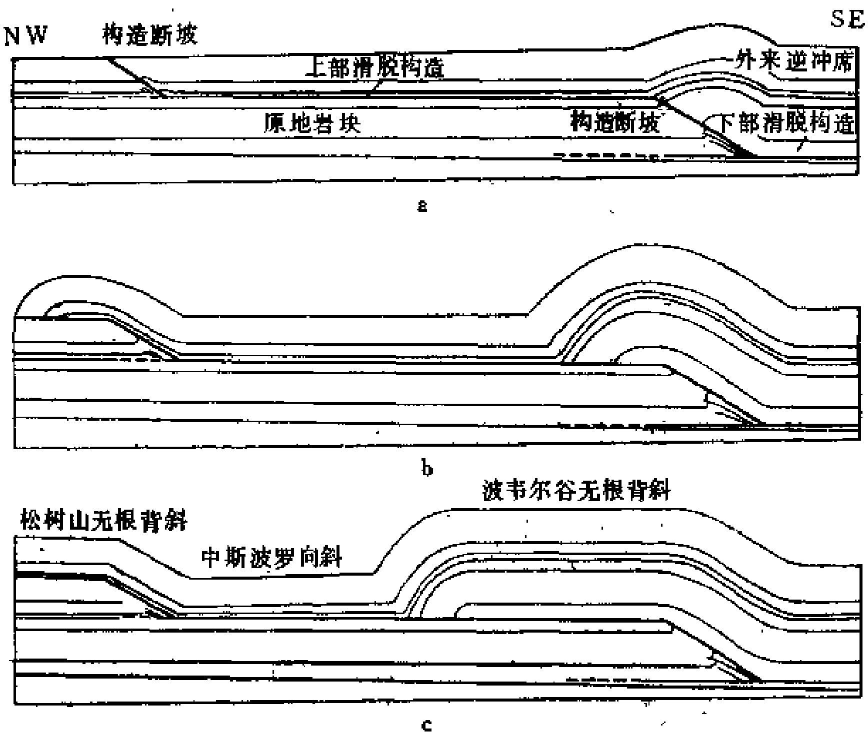


图 10-15　南阿巴拉契亚波韦尔谷和松树山背斜发育示意图
（据L. D. Harris）

逆冲断层在柔性较大的地层中发生逆冲时常可产生一些小型逆冲断层或挤压肿缩，从而使该岩层局部重叠加厚，在其上形成背斜构造。美国阿巴拉契亚山地区松树山逆冲席中所发现的卡拿大山背斜气田就是这样形成的。在这里作为滑脱层的泥盆系页岩由正常的76m，局部重叠加厚到220m，就在页岩局部加厚处之上形成了背斜构造，此页岩之下地层仍然是正常的，并不存在背斜。如当逆冲断层面呈坡状起伏时，其本身就可能形成理想的背斜型圈闭。

断坡和起伏不平的滑脱面，必然对向前逆冲的推覆体产生较大的阻力。因此，在这些地方的旁侧也容易产生褶皱和后冲断层。在强烈挤压的地区，推覆体的断坪部位和掩覆体内也可以产生较平缓的褶皱。

如前所述，逆冲带内的各类断层都十分发育，故断层圈闭也是一种重要的类型，但其中的逆冲断层则是主要的圈闭类型。

由于逆冲断层的产状多是向老山方向倾斜，而相邻前陆盆地边缘的地层产状正好与此

相反，后者一般是向老山翘起（图10-7）。这样，前陆盆地内生成的油气沿地层上倾方向运移遇到倾斜相反的逆冲断层，只要断层走向或地层走向发生弯曲就可形成理想的圈闭和油气藏。

由于逆冲断层的存在和长期活动，在逆冲断层附近可以形成沉积厚度、岩性和岩相的急剧变化带，以及不整合和假整合的多次出现，因此在逆冲带地区各种地层遮挡、尖灭和岩性变化等圈闭也很发育。这类圈闭所形成的油气藏往往和逆冲断层所形成的其它类型油气藏叠置在一起。克拉玛依逆冲带就广泛发育着这种中生界的超覆尖灭油藏。

由上述可以看出，逆冲带中的圈闭是非常发育的，一般在评价含油气远景时主要不是圈闭的有无，而是其有效性。

四、逆冲断层对油气运移条件的影响

在逆冲断层形成时，岩层的动压力、静压力和热力也随之增加，因而加强了油气运移的动力。地层温度增高，以及压力加大使溶解气含量增加，从而降低了原油的粘度，减少油气运移的阻力。所产生的断层和微裂缝又可形成油气运移的通道。因此，逆冲断层不论是对油气的初次运移还是二次运移都是非常有利的。

世界许多与逆冲带有关的油气田，沿逆冲断层常常发现大量油气显示。例如柴达木盆地北缘冷湖四号构造北翼和马海尕秀构造南翼逆冲断层，沿此二断层在地表有断续延伸达数公里的油砂露头。克拉玛依油田的油藏沿克拉玛依大断层两侧分布，绵延达120km；断层附近的含油层特别多，可从石炭系到侏罗系，含油井段可达千米以上。地化分析资料证明这些不同层位的油是同源的。这里的断层断到那个层位，油气就可运移到那个层位中去，远离断层的含油层和含油井段都明显变少，这都说明逆冲断层对油气垂向运移的重要意义。

一些生油层系的岩性极易造成高孔隙压力带，它是油气初次运移不可缺少的条件，同时它们还往往可以成为逆冲断层的滑脱层位。如果沿生油层系发生滑脱，逆冲席中不同时代的储集层就可直接覆盖在生油层之上，这样就会更进一步为油气的运移创造条件。逆冲席的这种运动可使本来在空间上相互孤立的生油层和储集层直接接触，把原来不利的生储盖组合关系改变成为有利的。例如陕甘宁盆地三叠系是已证实的良好生油层系，但其物性一般较差，三叠系的油也很难从其中运移到其下伏几千米深具良好洞缝的下古生界碳酸盐岩地层中去。但如果有断距较大的逆冲断层存在，使下古生界直接与三叠系生油层系接触，就可形成"新生古储"有利的生储盖组合。在寻找陕甘宁盆地的古生界油藏时应当考虑到这一点（汤锡元，1982）。北美西部逆冲带的主要储集层古生界到侏罗系逆冲到白垩系生油层之上，使白垩系生油层被深埋在逆冲席之下，一方面使生油层变得成熟，另一方面也形成了新的有利于油气聚集的生储盖组合关系（图10-14）。

逆冲作用时，沿逆冲断层应力最为集中的部位是在其倾角由陡直向平缓变化的地方，光弹模拟试验也证实了这一点，这与由理论公式计算的断面倾角在45°附近其剪应力最大也是一致的。在逆冲断层倾角由陡变缓的转折部位处所形成的高应力区，易使岩石破碎形成裂缝发育带，或形成一些褶皱构造，这些裂缝和褶皱可以造成一个低流体压力区，成为油气运移和聚集的有利地区。许多逆冲带中的油气田在这一部位比较富集也可证明上述推论的正确性（谭敏，1984）。

逆冲带活动的长期性和间歇性，不仅可使生油层多期生油，也必然会发生多次油气运

移。已形成的油气藏在逆冲断层重新活动时，可使其中的油气重新运移和聚集或遭受破坏而散失。J. C. Pratsch（1985）认为逆冲作用前或逆冲过程中形成的油气很少能够保存下来，现在逆冲带中的大部分油气聚集都是在主要逆冲变形之后形成的。

五、逆冲断层对油气保存条件的影响

逆冲带的构造变形复杂、断裂众多、构造起伏幅度大，以及随后引起的强烈侵蚀作用，显然对油气有一定破坏作用，这也是过去人们在逆冲带中找油的主要顾虑。逆冲带内广泛的油气显示也证明了这一点。例如在四川龙门山逆冲带就发现油气苗262处，沥青脉159处。然而也正是逆冲带中众多的油气显示，才为早期逆冲带油气田的发现提供了线索。我国一些著名的与逆冲断层有关的油田，如老君庙油田、克拉玛依油田和冷湖油田等，都是根据油气显示的启示而发现的。世界上与逆冲断层有关的油气田也大都存在着油气显示，因此它们发现得也比较早。在有些情况下甚至还可根据未发现油气显示而作出没有含油气远景的结论。

另一方面，因为逆冲断层是在挤压条件下形成的收缩断层，断面较紧密，且常伴随着断层泥或糜棱岩等细而致密的岩石，故常能造成良好的遮挡面。尤其是在平缓的断坪部位，巨大的逆冲席负荷紧密地压在断层面上，更增加了断层的封闭性。而在断坡处则容易造成某种程度的连通性，这是因为断坡多产生在较硬的地层内，在断裂形成时它们常形成角砾岩，这种角砾岩常在断层内起着支撑作用，使其具有较好的渗透性。而断坪则多产生在较软的岩石内，断裂时它们往往被拖曳到断裂面内形成致密的遮挡层，从而造成良好的封闭条件。由于逆冲断层多呈上陡下缓的"L"形，故其下部较上部的封闭性能好，当其上部地层具有开启性的运移通道时，其下部地层却有可能出现良好的封闭条件（汤锡元，1982）。陕甘宁盆地西缘横山堡地区逆冲断层的倾角一般较陡，井下油气显示广泛、层位多、井段长，显然其断层的封闭条件比其南明显具滑脱的马家滩地区为差。

逆冲断层长期和间歇性发展的特点对油气的运移和封闭条件也有一定的影响。一般说来，在断层活动强烈时期容易形成油气运移的通道，而在断层相对宁静的时期则往往易于造成油气的封闭。所以对一个逆冲断层来说，在其发育的不同时期或在其不同的部位，逆冲断层是作为封闭抑或作为运移通道的作用也不尽相同。再加上其它一些因素也可影响断层的封闭性，因此，逆冲断层有时可形成油气运移的有利条件，有时又可形成有利油气藏的封闭条件，二者并不矛盾。

从油气保存观点来看，逆冲席本身就是其下伏地层的良好盖层，它具有与不整合相同的意义。同时由于逆冲席负荷迅速增加，造成了高孔隙压力带，它不仅是油气运移的良好遮挡面，还可以阻止液态烃的分解和气化，使其在较深处仍可能以油相的形式存在。

如果岩石在逆冲席巨大负荷压力下发生进一步压实作用，盖层的孔隙结构、孔隙率、渗透率等都会随之变化，使盖层的封闭性能变得更好。但如果当盖层因压实作用而变脆产生大量裂缝时，盖层的封闭性能就会变差失去作为盖层的条件了。

还应当指出，逆冲席的侵位可以加速石油的演化速度，它一方面加速石油的生成，另一方面又可能使石油遭受破坏。C. L. Angevine等（1983）通过计算后得出，如一个厚度为4km的沉积层系，当其为8km厚的逆冲席所覆盖，只要在侵位后5Ma石油就可以完全破坏（图10-13）；如在6km厚的逆冲席之下形成的石油，大约在侵位后10Ma石油才遭到破坏；而在4km厚的逆冲席之下，由于温度较低，断层下盘沉积物中的石油得以长期保存。

因此在一些较厚的逆冲席之下，特别是在一些形成较早的逆冲席之下，石油往往已遭到破坏，一般只可能找到气藏。在这种情况下发现石油的机会，在很大程度上决定于其中所生成的石油沿垂向运移到逆冲席内圈闭中去的能力，或沿侧向运移到较冷地段的能力。

一般说来，从逆冲带前缘向褶皱山内部，其基底滑脱面的深度逐渐变大，地层时代变老，同时变形的强度和幅度以及地温梯度也相应增大，从而影响到油气的成分也有规律的发生变化。例如加拿大西部落基山逆冲带，其东部前缘地带为含硫的重质石油和沥青，向西逐渐过渡为低含硫的轻质油、凝析油，最终全部变为天然气，其煤的牌号也同样是向西升高。显然这是由变质作用强度不同所造成的，而其强度在一定程度上决定于其所在逆冲带的位置。美国怀俄明-犹他州落基山逆冲带也同样具有上述从逆冲带前缘部分向褶皱山系内部由油变为气的特点。这里的油气藏大约以坦坡逆冲断层为界分为东西两带，东部以油田为主，主要生产层为侏罗系；西带为气田，其主要生产层中古生界灰岩占很大的比例（图10-16）。

从以上所述可知，逆冲断层对油气藏的生、储、盖、圈、运、保等各种条件都具有极为重要的作用，有可能造成良好的油气藏形成条件，所以逆冲带可能成为重要的含油气领域。实际上逆冲带内的油气田也往往是受逆冲断层所控制，成带的沿着逆冲断层两侧有规律的分布（图10-16）。陕甘宁盆地西缘逆冲带迄今已发现的油气田全都是紧靠逆冲断层的西侧分布，显示出逆冲断层对油气田的严格控制作用。

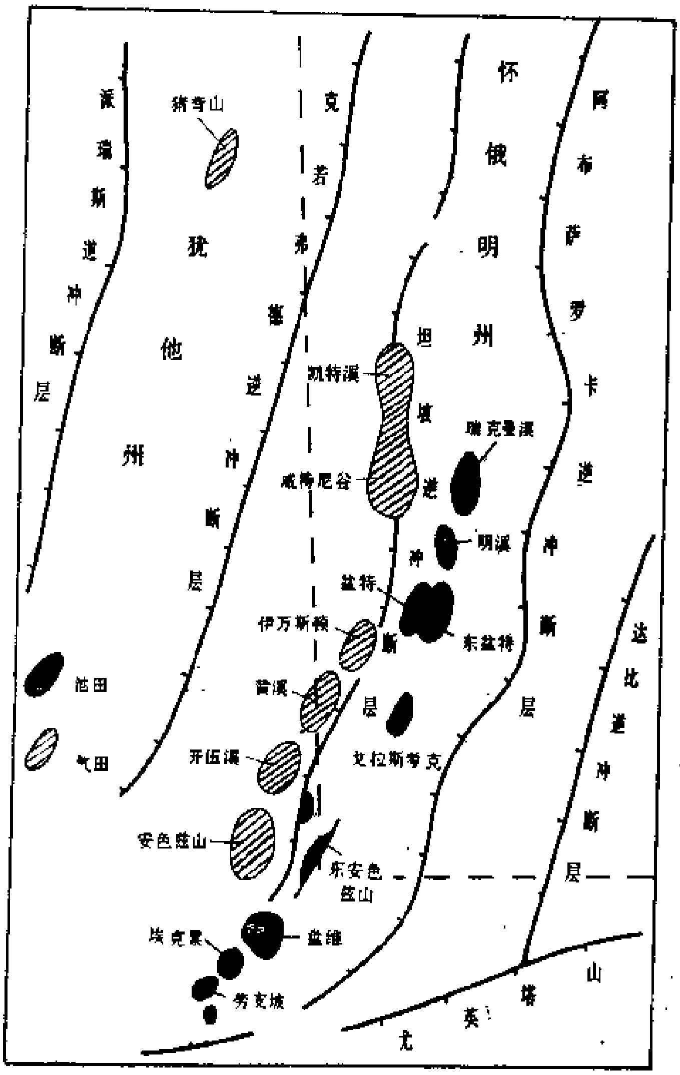


图 10-16　美国怀俄明-犹他州落基山逆冲带油气田分布图
（据Dixon和Warner综合改绘）

必须指出，虽然逆冲断层可以造成一些对油气藏形成的有利条件，但一个逆冲带是否含油气，不仅决定于逆冲带本身的大小、产状、宽度、深度，构造运动的形式、强度及其发展历史，同时还要决定于其他许多地质条件，并不是所有逆冲带都含有油气田。世界上有不少著名的逆冲带，至今并未发现任何油气藏，而且从石油地质条件分析，也根本不具备形成油气藏的条件。例如，伴随着B俯冲带出现的大量逆冲断层至今很少发现什么油气藏。即便是同一逆冲带，在其不

同的段落或部位的含油条件也可迥然不同。陕甘宁盆地西缘逆冲带，目前已发现的油气藏全部集中在此逆冲带中段前缘部分，这里也正是盆地中生界生油条件最好的地区，而其南北两端由于生油条件变差，虽然逆冲带仍然存在，但其含油远景显然已经变差。又如美国的阿巴拉契亚逆冲带，其北段狭窄缺少较宽的逆冲带，中、南段逆冲席既发育又宽阔，故后者较前者具有更大的含油远景。再如美国西部逆冲带的油气田主要分布在爱达荷、怀俄明和犹他州的小范围内，由此向北、南、西方向勘探至今并未发现油气田。上述可说明在评价逆冲带的含油气远景时必须全 面地考 虑其 地 质背景，不同断层或断层的不同部位，其含油气远景可能是十分不同的。

虽然逆冲带具有许多对油气藏形成有利的条件，使我们打破了找油的禁区，扩大和开辟了找油的新领域，但是我们也必须看到逆冲带构造的复杂性，工艺技术的困难性，勘探成本又高，同时还应看到世界广泛分布的逆冲带至今仅在其中少数逆冲带中发现油气。直到现在逆冲带的钻探成功率仍然较低，且主要以中、小型油气田为主。逆冲带已发现的油气储量在世界总储量中占有的比例还很小（大约为1—2%），这些都是今后在 逆冲 带中勘探油气田时必须要认真考虑的问题。

第五节 我国的逆冲带及其含油气远景

我国贺兰山—龙门山及其以西广大地区和台湾等地，均以压性盆地为主，逆冲断层广泛发育，这里已发现的主要油田也大都与逆冲带有关。近年来在我国东部广大地区，其中包括人们认为构造最稳定的扬子地台、华北地台、塔里木地台、阿 拉善 地块，沿 海 大陆架，甚至在郯庐大断裂的内部，也先后发现了逆冲断层。

现将我国与含油气有关的主要逆冲带简述如下：

一、新疆地区

新疆地区处于印度板块向北推挤的前锋，这里的含油气盆地都是强烈挤压性盆地，盆地的四周大都有强烈向盆地逆冲的断裂带。例如塔里木盆地南侧的昆仑山北缘逆冲带，北侧的天山南缘逆冲带，褶皱山系都是向盆地内逆冲的。在褶皱山边缘和山前坳陷内部逆冲断层十分发育。著名的柯克亚和依希克里克油田就是与逆冲断层有关的。

塔里木盆地北缘的库车坳陷，自晚二叠世天山褶皱隆起后一直到第四纪，曾多次发生过逆冲作用。这里发育着平行于天山的东西向褶皱，由于老第三系下部的膏盐层和膏泥岩等可塑性岩层发育，在背斜轴部可塑性地层普遍加厚，使得上下构造发生较大偏移。背斜多为南翼陡北翼缓，轴部常发生逆冲断层，向盆地方向褶皱变宽缓。断面倾角一般为35—45°。断层多属浅层断裂，在深部常消失。第三系表层褶皱之下还有大型的中生代隆起（图10-17）（谭试典，1985）。

近几年的地质工作证明，在塔里木盆地内部也有不少逆冲断层。例如为塔里木盆地打开找油新局面的沙参 2 井就是位于逆冲断层的上盘（图10-18）。

准噶尔盆地的逆冲带研究得比较详细，也是我国发现较早、油气又较富集的逆冲带。晚古生代时周边褶皱隆起，形成了一系列向盆地逆冲的断裂带，这些逆冲带后期又不断发生活动，它们与油气的关系是极为密切的。

南侧的天山北缘逆冲带发生于二叠纪末，后期仍不断复活，使石炭系逆冲在第三系之

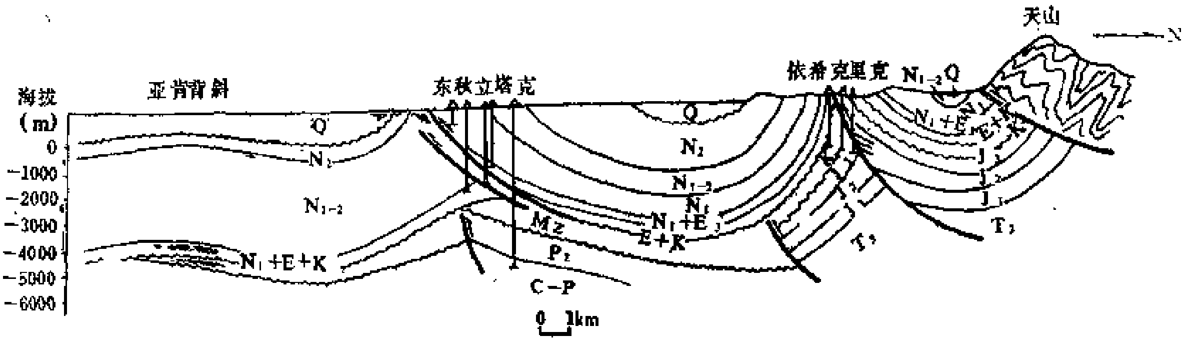


图 10-17 塔里木盆地库车坳陷构造横剖面
(据谭试典)

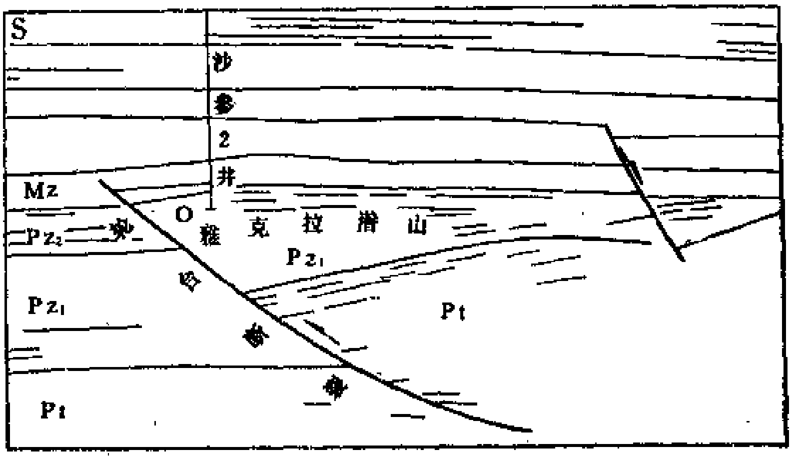


图 10-18 塔里木盆地塔北隆起k83—23测线解释剖面
(据柴桂林)

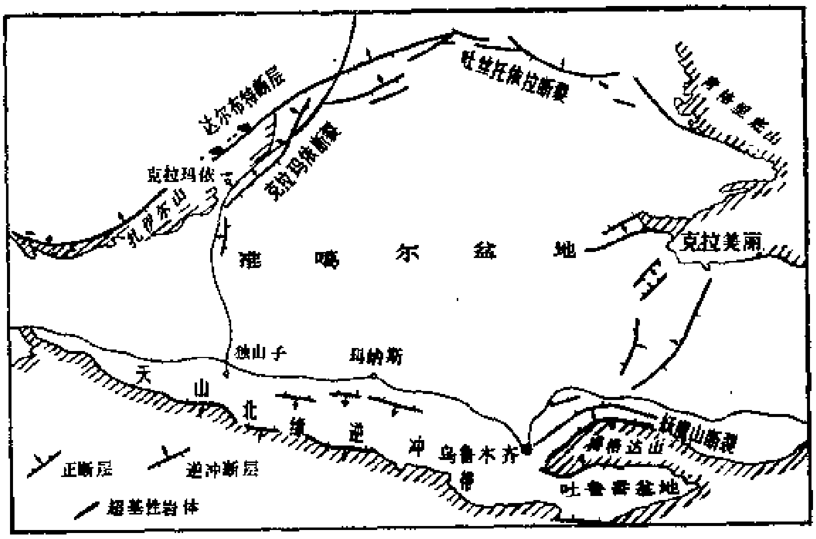


图 10-19 准噶尔盆地逆冲带分布示意图

上，至今这些逆冲断层还在活动，促使天山仍不断上升。逆冲带对准噶尔盆地南部的油气具有重要的意义。

盆地东缘克拉美丽等地区逆冲带也很发育，目前这里已发现工业油流。盆地北侧的逆

冲带由东部的吐丝托依拉和西部的克拉玛依二逆冲带组成。前者目前资料较少，而后者则是目前新疆的主要产油带（图10-19）。

克拉玛依逆冲带是西准噶尔推覆构造的前锋逆冲带，它由巴克雷克、玛依勒、达尔布特和克拉玛依等走向北东，向东南逆冲的叠瓦状逆冲带组成。其南北边界都有一些和逆冲方向近于平行的边界调整断裂。

克拉玛依逆冲带自南而北由红-车、克-乌和乌-夏断裂带组成，这三个断裂带都呈向盆地突出的弧形，彼此相互衔接，长约250km，宽20—30km，面积约6000km²。该断裂带位于西准噶尔海西褶皱带与准噶尔古老地块之间，其前陆盆地为玛湖凹陷。

克拉玛依逆冲带由数条近于平行的逆冲断层组成（图10-20），呈叠瓦状向东南逆冲，断面上陡下缓，呈凹面向上的犁状断层，底部的倾角小于20°，有的甚至仅5°。断层在深处收敛汇集在中、下石炭统间的滑脱面上。

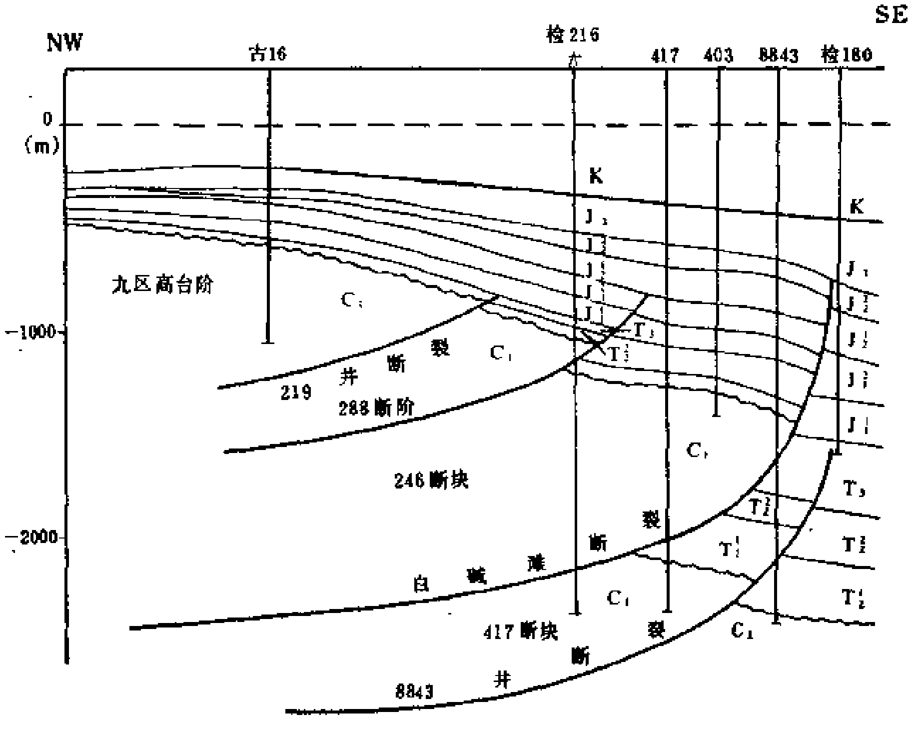


图 10-20 克拉玛依北碱滩北克拉玛依断裂带横剖面图

（据林隆栋，1984）

克拉玛依逆冲带的活动始于石炭纪，二叠纪末为其主要活动期。晚三叠世与早、中侏罗世还有两次剧烈的活动，前者使三叠系普遍断开，后者有的地方使中、下侏罗统断开，但也有时仅发生挠曲。该断裂在晚侏罗世停止活动，上侏罗统及其以上的地层以向东南倾的单斜形式平缓地向西超覆在老地层之上（图10-20）。同一断裂上部地层断距小，下部地层断距大，表明它有明显的继承性。

准噶尔盆地西北缘的主要生油层是石炭系和二叠系，逆冲断层对油气的运移和聚集起着重要的控制作用。克拉玛依油区西南起自红山嘴，东北至夏子街，绵延约120km，油藏都是沿主断裂带两侧分布。纵向上从石炭系到白垩系都含油，含油井段可达千米，基本形成了不同层系含油面积连片的形势，含油面积和层位明显受到断裂的控制，并且近逆冲断

层具有高产的特点，显示了断裂带与油气运移和聚集的密切关系。

在克拉玛依逆冲带的逆冲席、掩覆体以及其前缘挤压带中都发现了油气藏。同时因为本区上部中生界大都在逆冲带附近超覆尖灭，这些地层有的已被断开，有的未被断开，在逆冲断层油气藏之上往往又重叠覆盖着许多超覆尖灭油气藏。

近来不少人认为克-乌逆冲带是由重力滑动形成的（吴庆福，1985；谭式典，1985）。其前端为犁状逆冲断层和褶皱组成的挤压区，尾部的达尔布特河流经的地堑谷地以及和什托洛盖盆地皆属拉张区，下石炭统的黑色泥、页岩层组是其滑脱层（图10-21）。

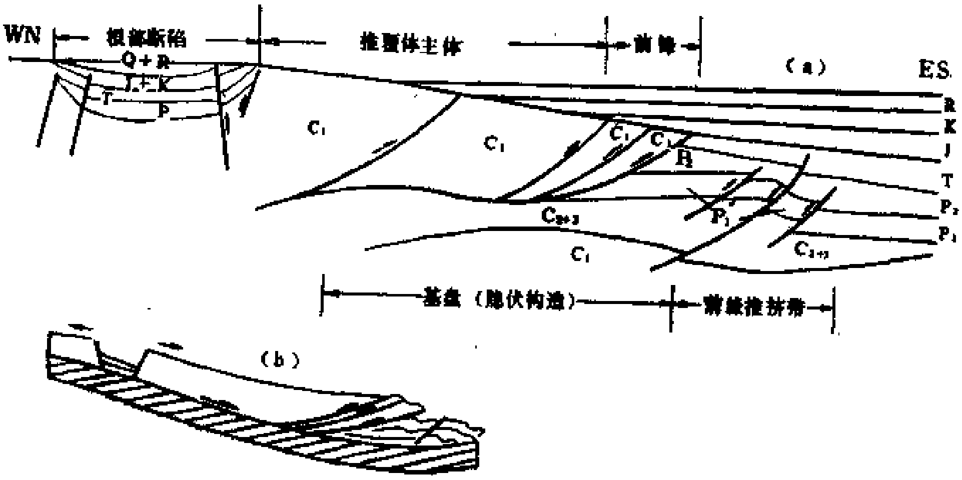


图 10-21 克拉玛依逆冲带构造模式示意图

（据谭试典，1985）

（a）构造模式 （b）成因机制

吐鲁番盆地存在着两条巨大的逆冲断层，一为北侧边缘博格达山前缘逆冲断层，另外在盆地中部火焰山背斜带（已发现油气）的南翼，也有一条向南逆冲的吐鲁番逆冲断层，后者向北在深处可能与博格达山前缘逆冲断层相连，其滑脱层可能是石炭二叠系。

二、柴达木盆地

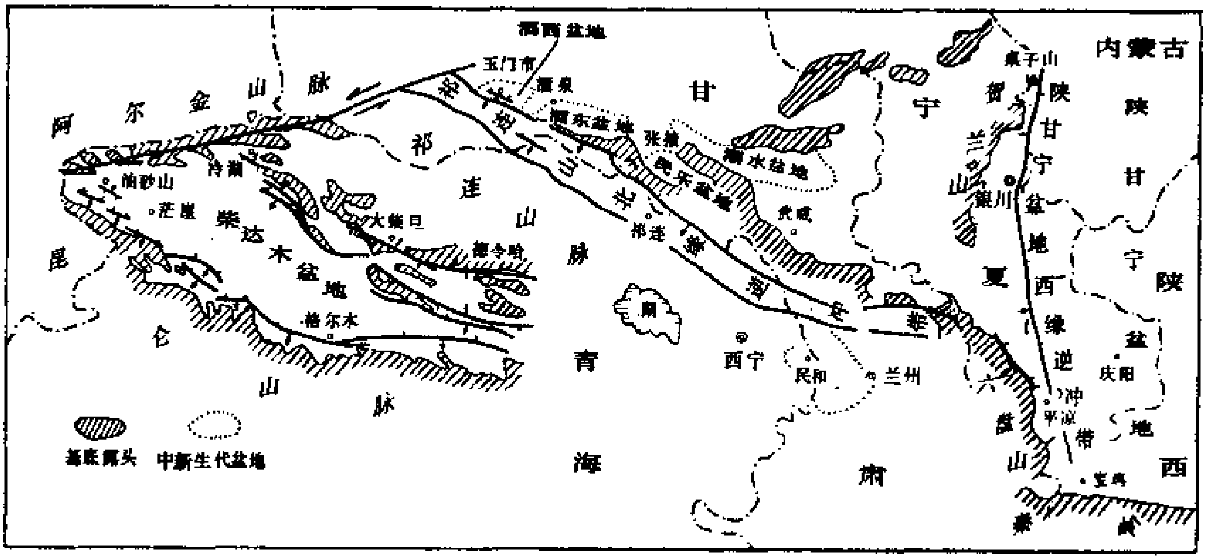


图 10-22 柴达木盆地逆冲带、祁连山北缘逆冲带和陕甘宁盆地西缘逆冲带位置图

柴达木盆地位于昆仑、祁连和阿尔金三大山系之间，三个山系边缘部位都有明显向盆地逆冲的断裂带。阿尔金山以走滑断裂为主，但亦发育有逆冲断层，而盆地南、北缘则各有一条长度分别为700km和600km的逆冲带（图10-22）。

昆仑山北侧是由1—3条不连续的高角度逆冲断层组成宽约10—20km的逆冲带，估计这些断层向深处可能变缓。此断裂带东、西段有所差别，东段的基底是由刚性的前寒武系结晶岩组成，逆冲断层形成断阶带，无山前坳陷，缺少良好的生油层。西段为古生代褶皱基底，柔性大，山前存在着茫崖坳陷，逆冲带是由2—3条不连续大致平行向北逆冲，依次向北断落的逆冲断层组成，有时还产生后冲断层，尕斯断陷就是夹在上述两种断层之间的。本区第三系生油层和储油层在许多地方都已被逆冲断层所掩盖，这里逆冲带找油的远景非常大。油砂山和尕斯库勒油田等都与逆冲断层有密切的关系（图10-23）。

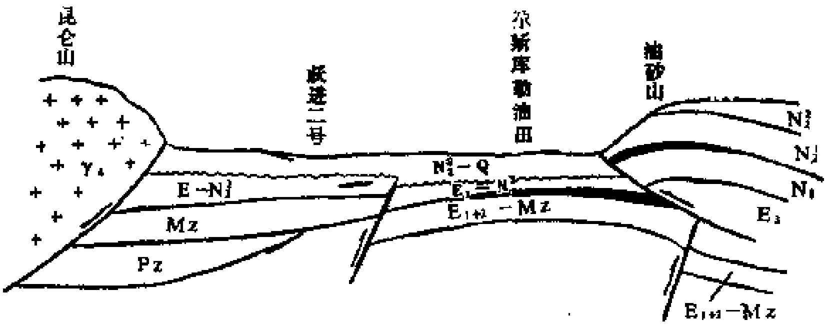


图 10-23　柴达木盆地昆仑山北侧逆冲带横剖面示意图

盆地北缘为祁连山南侧逆冲带，它由多个逆冲断层组成。断层倾向北东，倾角在地表和浅处大都为高角度（60—80°），它们呈叠瓦状向深部逐渐变缓并收敛和滑脱，形成典型的犁状断层（狄恒恕，1984）（图10-5）。在逆冲带的南侧形成了赛什腾凹陷、红山凹陷和德令哈凹陷，这些凹陷的南侧大都存在着后冲断层，如冷湖大断层、马仙断层和埃北断层等。在断裂带的西段沿断裂已发现了许多著名的油苗，以及冷湖和鱼卡等油田。

由于柴达木盆地北缘逆冲断层广泛发育，断层面上陡下缓底部发生滑脱，本区的生油层侏罗系在许多地方被掩覆在逆冲席之下，在逆冲断层的上盘并常有牵引褶皱发生等事实，证明柴达木盆地北缘的逆冲带是很有油气远景的。特别是应首先勘探已证实具良好生油条件的赛什腾和红山二凹陷中的逆冲带。

三、祁连山北缘逆冲带

祁连山北缘逆冲带西起阿尔金山，东抵贺兰山—六盘山以西，全长约1000km，南北宽约50—70km。它位于祁连褶皱带与河西走廊间的枢纽带（图10-22）。对找油有意义的地区是在其西部玉门至民乐间400km的范围内，这里有三个中新生代盆地——酒西、酒东和民乐盆地。目前仅在酒西盆地中发现五个油气田。

祁连山北缘逆冲带是由一系列彼此平行呈NW60°走向向北北东逆冲的断层组成，与逆冲带平行的紧密线状褶皱也很发育。这些断层在北祁连山内部广泛分布，一直向北波及到中、新生界的盆地内部。断层也具有上陡下缓的特点，在北祁连和河西走廊深部都发现了倾角小于20°甚至近于水平的断面（费琪等，1986）。

祁连山北缘逆冲带是一个长期发育的逆冲带，可能从加里东期就开始发育。但最重要

的还是晚期喜马拉雅运动，由于这时印度板块与欧亚板块碰撞，青藏高原急剧隆起，强烈的南北向挤压力加上高原的势能，使青藏高原向北逆冲在地形较低的河西走廊之上，形成了许多向北逆冲的断层。这一运动一直延续到现在，许多断层已逆冲在第四系之上。地震工作已证实断层的水平逆冲距离将近 10km，随着工作的深入，必将会发现更多水平逆冲距离更大的断层，甚至有可能整个老君庙背斜带也是一个无限的大型推覆体。

本区的主要生油层为白垩系，中、下侏罗统，石炭系也有生油能力，储集层以白垩、第三系为主。现已证实断层已将生、储油层全部断开，不少地区还见到生、储油层被下古生界变质岩逆冲席所掩覆。

本区已发现的油田大都与逆冲断层有关，老君庙背斜带的青草湾、鸭儿峡、老君庙和石油沟等构造陡倾的北翼都存在着逆冲断层，该带已找到的石油储量占酒西盆地总储量的95%。在河西走廊北侧也找到与后冲断层有关的小型油田，其间为沉降较深的中央坳陷（图10-24）。

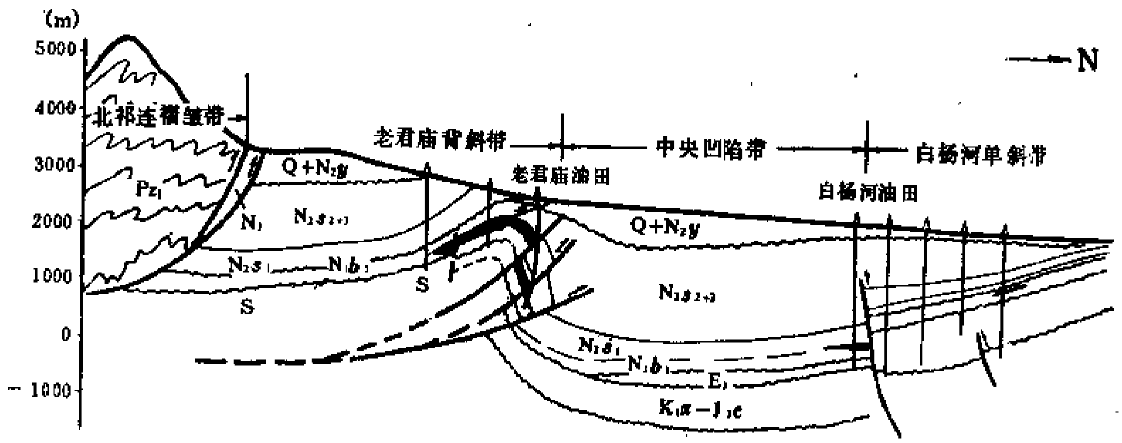


图 10-24 酒泉盆地南北向横剖面图
（据玉门石油管理局改绘）

虽然在河西走廊东部仍存在逆冲断层，盆地面积也较大，但生油条件已变差，故不如其西部有利。

四、龙门山逆冲带

龙门山逆冲带位于四川盆地西北缘，东北起于广元，西南止于雅安，全长400余公里，处于松潘-甘孜褶皱带和四川盆地的枢纽带上（图10-25），面积约20000km²。

根据重力、航磁、地震、地表构造和地层，结合天然地震资料综合分析，看来龙门山逆冲带是处于两种不同地壳的接触带上。东南的四川盆地是地幔上升区，地壳厚 40—45km，为一刚性基底；西北褶皱带地区地壳厚60—65km，为柔性基底。逆冲带正好位于上述二者的交变带上，是一地幔斜坡。布格重力图上为一北东向的梯度带，在 40km宽度内由东向西重力值下降了200mGal，计算的地幔坡度约10°左右（韩克猷，1984）。

本区从震旦纪至三叠纪末期沉积了巨厚的浅海相地层，到晚三叠世以后逐渐变为陆相地层。震旦纪到中三叠世属拉张性质的块断运动，虽有几次短期上升剥蚀，但以强烈下沉为主。三叠纪末强烈的印支末期构造运动，使松潘-甘孜地槽挤压褶皱上升，形成了"A"型俯冲带，在龙门山地区形成了逆冲带的雏型。在喜马拉雅期随着印度板块与欧亚板块碰撞

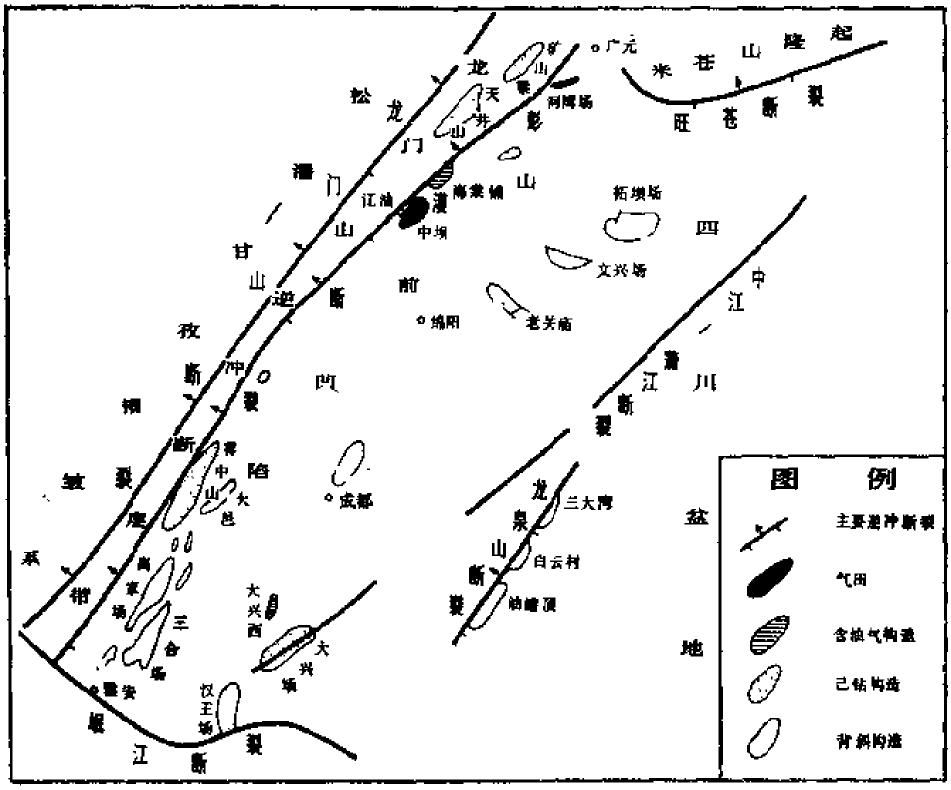


图 10-25　龙门山逆冲带及主要构造位置图
（据查全衡等改绘）

加强，青藏高原强烈上升并向东部蠕散，再遇四川地块的阻挡，在原印支褶皱断裂的基础上进一步挤压变形，便形成了目前的龙门山逆冲带。

本区飞来峰十分广泛（图10-26）。逆冲带是由一系列北东走向互相平行的叠瓦状断裂和褶皱组成。断面倾向多为300—350°，向东南逆冲，断面倾角在地表一般为70°左右，向深部变缓逐渐变为近水平，褶皱多狭长，东南翼较陡，有时倒转。

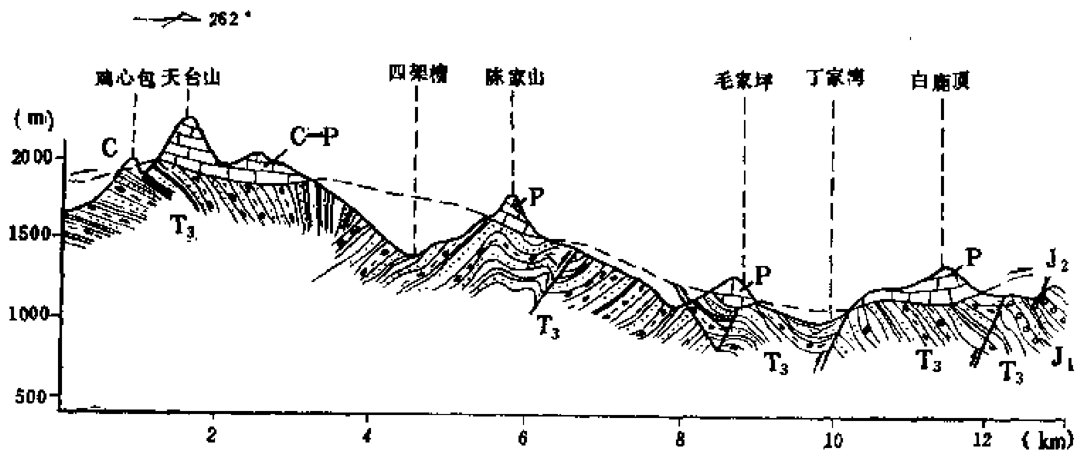


图 10-26　四川彭县的飞来峰
（据四川区测二队修改）

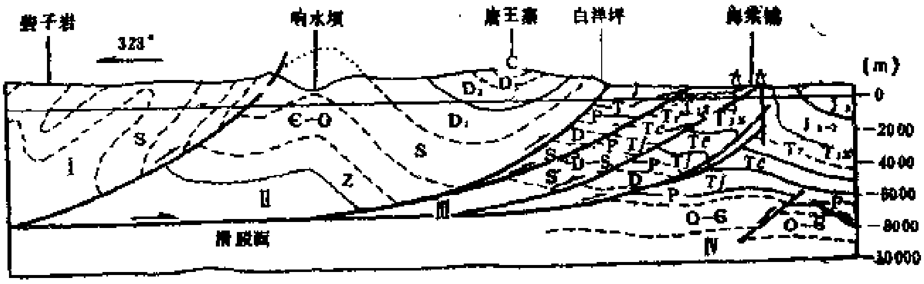


图 10-27　龙门山逆冲带构造横剖面图

（据韩克猷修改）

Ⅰ.后龙门山推覆体　Ⅱ.唐山寨复向斜推覆体　Ⅲ.天井山复背斜推覆体　Ⅳ.龙门山前缘挤压带

龙门山逆冲带是由三个推覆体组成的，自西北向东南分别为后龙门山推覆体、唐王寨复向斜推覆体和天井山复背斜推覆体，再向东即为逆冲带的前缘挤压带（图10-27）。上述四个构造带由西北向东南褶皱强度逐渐减弱，变质程度逐渐变低直到不变质，地层逐渐变新，断层逆冲的规模也越来越小，最后成为潜伏断裂。其中以东部的两个构造带构造发育、构造幅度适中、出露地层新、保存条件好，是找油最有利的地区。

本区有分布广泛的下寒武统、二叠系和上三叠统须家河组三套较好的生油层系，并且泥盆、石炭、志留系和中、下三叠统均有一定的生油能力；油气显示丰富，已发现河湾场和中坝两个气田，海棠铺构造也见到了油流；构造圈闭十分发育；在地史中虽发生过油气的破坏作用，但本区地层厚度大、地温梯度小（每百米仅1.6℃）、有机质变质程度低（镜煤反射率大都小于1），因此保存条件还是有利的。

本区逆冲断层的各个部位都是油气勘探的领域，但应以保存条件更为有利的前缘挤压带和掩覆带为主要的勘探目标。

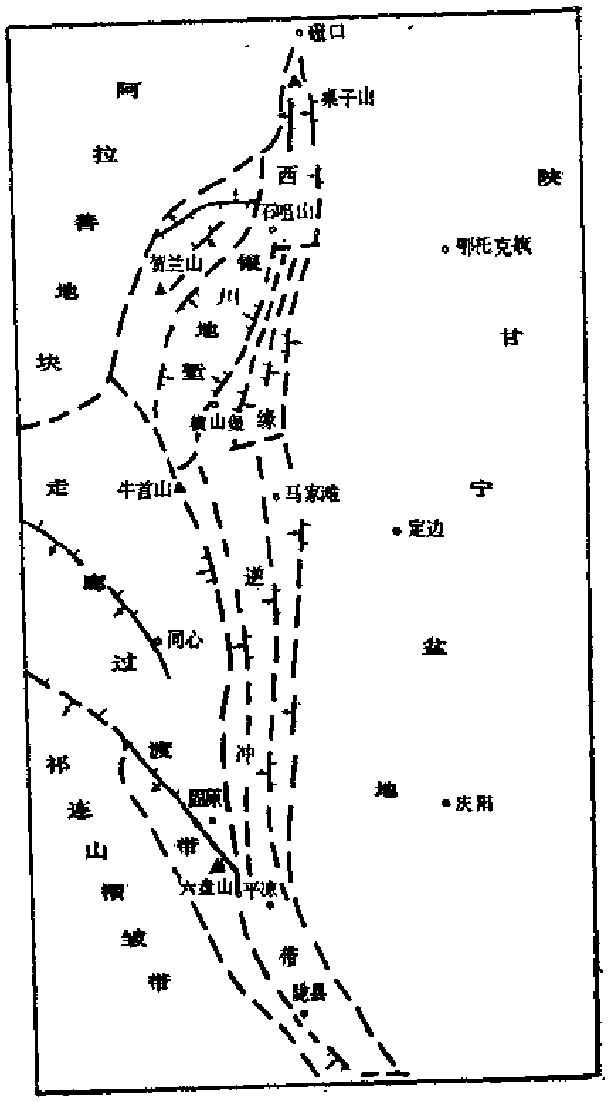


图 10-28　陕甘宁盆地西缘逆冲带位置图

五、陕甘宁盆地西缘逆冲带

陕甘宁盆地西缘逆冲带北起桌子山以北，南到陇县以南为渭河地堑北侧断裂所切，南北长约600km，东西宽约50—150km，总面积约 $45\times10^3km^2$（图10-22，10-28）。大致以牛首山-固原断裂为界，其东为中生代形

成的南北向逆冲带，其西为新生代形成的六盘山弧形逆冲构造带。

本区是我国东、西部构造地貌的分界线，也是地球物理场和地壳厚度的急速变化带。在中元古代至早古生代秦岭、祁连、贺兰三叉裂谷形成时，本区北部为拗拉槽（Aulacogen），南部则为秦祁大洋裂谷的被动大陆边缘。加里东晚期随着北秦岭和北祁连的褶皱隆起，本区也相应隆起受到侵蚀。中、晚石炭世时昆仑-秦岭海槽部分封闭，它一方面形成了河西走廊的山前坳陷，另一方面又在本区大致与其垂直的方向上形成了贺兰碰撞裂谷，在其中沉积了巨厚的石炭系。二叠纪至中三叠世时碰撞裂谷已消失，本区与陕甘宁盆地内部的沉积岩相和厚度基本相同。晚三叠世时特提斯洋壳向北强烈俯冲，导致秦岭、松潘-甘孜、三江等海槽相继封闭，使中国西部隆起，西部的厚壳褶皱区即向东部的薄壳克拉通区沿早期裂谷的构造薄弱带（正断层）发生逆冲，形成逆冲带的雏形，在其前缘便造成了晚三叠世的前渊盆地，沉积了近3000m的延长组。三叠纪末的印支运动和后期的燕山运动，逆冲作用进一步加强并持续向东推进，造成中生代前渊盆地的沉积中心也不断向东迁移。喜马拉雅运动以来，逆冲带在本区西南的六盘山和香山等地区仍继续发生逆冲，形成了六盘山弧形构造带。而在银川地区则以张应力为主，形成了一些地堑盆地。

陕甘宁盆地西缘逆冲带是以向东和东北逆冲的叠瓦状断层为主（图10-29）。褶皱多为断层牵引造成。断面上陡下缓，有时还呈阶梯状。在一些断层的上盘常有反倾的后冲断层，与主干断裂形成"Y"字型；在逆冲带的前缘也常有后冲断层。银川地堑东侧横山堡地区与区域构造特征不同，它主要是向西逆冲的陡倾叠瓦状断层，实际上它们是中生代时银川古隆起东侧逆冲带的一组后冲断层。



图 10-29 陕甘宁盆地西缘马家滩地区地震解释剖面

（据长庆油田）

T_4.下侏罗统延安组顶 T_7.上三叠统延长组内部 T_8.上二叠统石千峰组底 T_9.上石炭统太原组顶 T_{12}.寒武系底

本区表层褶皱断裂相当复杂，但向深部渐趋简单，至下古生界中只存在少量的断裂和与表层构造不符的平缓大型褶皱，且其断距和褶皱的幅度也大为减小。显然本区明显地存在表层滑脱现象，下古生界碳酸盐岩和上覆上古生界碎屑岩间就是主要的一个滑脱面，这里也确实存在着一个高孔隙压力带。

本区油气勘探的领域十分广阔，已证实存在有巨厚的三套生油建造：即下古生界海相碳酸盐岩生油建造；上古生界海陆交互相含煤生油建造，中生界陆相砂泥岩生油建造。经过30多年的勘探工作，现已先后在逆冲带的中生界中发现了李庄子、马家滩、大水坑、大

东、于家梁、摆宴井及金家渠等油田；在刘家庄、胜利井和天池构造的古生界中也发现了工业天然气。

从找油观点来看，本区经过长期的构造运动，构造较破碎，因此油气保存条件是评价含油远景的重要指标。本区逆冲断层下盘的掩覆带以及逆冲带的前缘挤压带，构造运动较为缓和、断裂较少、埋藏较深，是油气保存条件最好的地区，尤其是靠近其中部石咀山至平凉以北的地段，这里又是一个生油良好的地区，应该首先进行勘探。逆冲断层上盘逆冲席部分因在不少地方隆起较高，因此只有在隆起幅度较小的逆冲带东缘和逆冲断层向南断距变小的部位才有远景。

六、中国东部地区

中国东部地区是指陕甘宁盆地西缘至龙门山逆冲带以东，包括华北地台、扬子地台、华南褶皱带、东北地区以及台湾和广大海域。本区中的不少地区，过去人们都认为是以张性拉伸为主的，不应发育有逆冲断层。然而随着近几年的工作证明，在本区所有的地区都或多或少地存在着逆冲断层。证明这些地区在地史某一阶段中确实受到过某种方式的挤压，如果我们再考虑到重力作用可以形成逆冲断层的话，那么推覆构造的广泛存在就更不足为奇了。

陈焕疆等（1982）认为我国华南地区有一系列向西逆冲的构造，中国东部在南北向上也有大型逆冲作用发生，扬子地台在燕山早期整体地向北逆冲在中朝地台之上。

华南地区特别是扬子地台区目前已发现了大量的逆冲断层。张用夏（1985）认为华南地区的推覆构造是与古热点有关。这些热点是当时深部地幔热源活动引起上部岩石圈发生局部膨胀，并产生张裂盆地，而在其四周由于侧向挤压运动而产生环形的挤压褶皱带、逆冲断层和推覆体（图10-30）。

江汉盆地东北桐柏山系的南缘也有一逆冲带，它们向西南延伸入江汉盆地内。此逆冲带是由一系列向西南逆冲的断层和紧密倒转褶皱组成的，并清楚地反映为背驮式的生成次序。它们可能是在印支和燕山期褶皱成山和发生岩浆喷发后，由重力作用向江汉盆地侧向挤压而形成的❶。此逆冲带是具有找油前景的。

下扬子地区苏、皖、浙一带的推覆构造早已为人所知。宁镇山脉的许多地区，太湖的东山、西山以及茅山都是些推覆构造（图10-31）。在苏北泰州附近井下

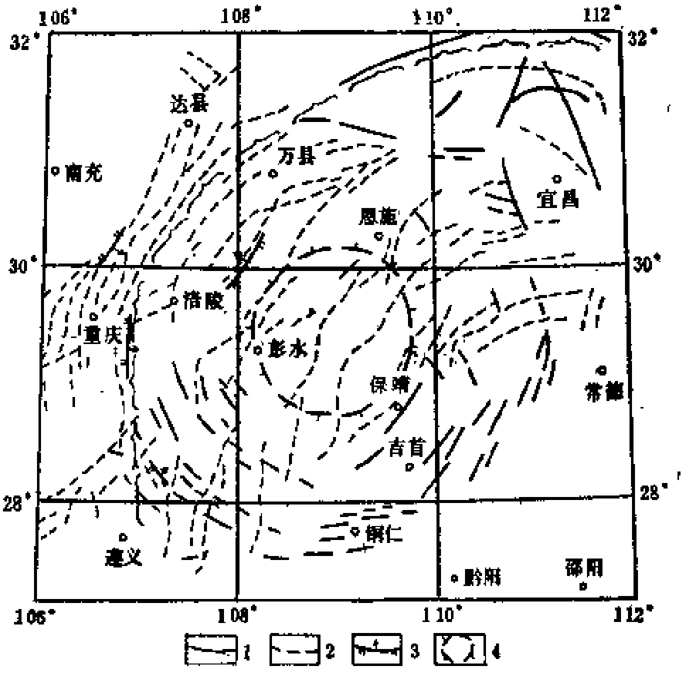


图 10-30 川湘环形构造
（据张用夏）
1.断裂线 2.褶皱轴线 3.逆冲断层 4.陆壳微膨胀中心

---

❶ 张文荣等，1985，江汉盆地东北缘逆冲断裂带特征及其含油气展望。全国推覆构造研讨会文件。

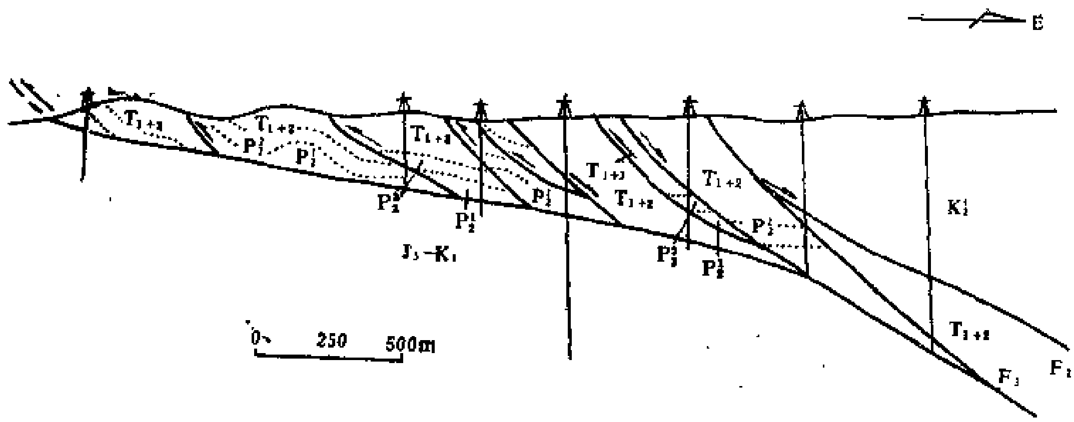


图 10-31 江苏茅山南段花山一带叠瓦状逆冲断层
（据江苏煤田地质勘探公司）

也见到震旦和寒武系逆冲在白垩系地层之上（张兆燕，1981）。由于在苏南地区逆冲断层特别发育，有人甚至提出"逢沟必断、逢层必滑、逢山必推"的设想，当然这也是有点太夸张了。

黄钟瑾等（1984）认为苏皖浙交界地区的推覆构造是因晚三叠世东南的"江南隆起"、昆嘉大背斜大幅度上升，其西北的下扬子大向斜相对下降，形成沉积盖层向西北倾斜的产状，为印支期的重力滑动提供了坡度条件。滑动体系的前锋在长江一带遇阻发生强烈挤压，产生了紧闭褶皱和逆冲断层。尾端则在浙北地区形成北东向的张性断裂和构造剥蚀带。二者之间为一弱挤压带（图10-32）。这一运动一直延续到燕山期。搞清苏皖浙地区逆冲断层的成因、分布和特征，对本区古生界和三叠系的油气勘探具有极其重要的意义。

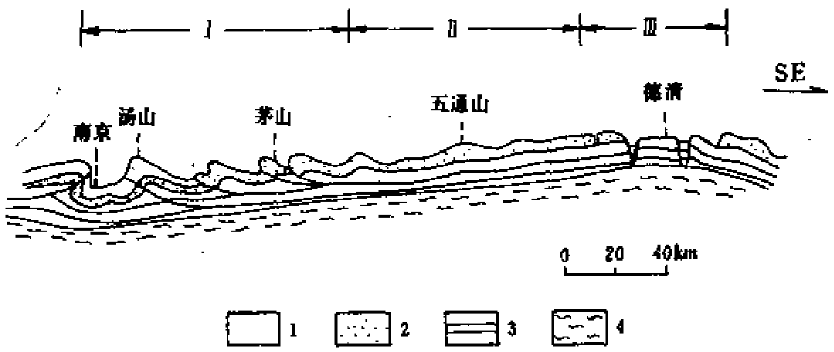


图 10-32 南京至德清前侏罗纪构造剖面示意图
（据黄钟瑾等）
1.上三叠统 2.泥盆系—中三叠统 3.震旦系—志留系 4.前震旦系
Ⅰ.镇江-凡昌紧密褶皱带 Ⅱ.苏州-广德平缓褶皱带 Ⅲ.金山-德清张性断裂带

一向认为具古老基底、也是我国最稳定的地区——华北地台内，在河南、山西、皖北、河北、北京、辽东半岛、山东等地也先后发现了逆冲断层。甚至在山东沂水县哨虎峪郯庐断裂内部，也见到寒武系地层近水平地逆冲在白垩系火山集块岩之上。华北地台北部边缘东西向的内蒙地轴南侧也断续存在着一系列大型的推覆构造。

内蒙地轴以北地区属于不同时期的褶皱带，逆冲断层广泛发育。例如在内蒙二连盆地

近几年的地震工作发现了一条逆冲带，该逆冲带呈北东东向，向北逆冲。它也是由几条近于平行的逆冲断层所组成，断面上部倾角约16°，向下逐渐变缓而趋于水平，在深部归并于基底逆冲断层而滑脱。这个逆冲带形成于燕山运动，以后便停止活动，它的发现对二连盆地今后油气的勘探工作具有重要的意义。

台湾是新生代的造山带，在中央山脉西侧很早就知道有许多向西逆冲的断层（图 10-33）。它与北美西部逆冲带和外喀尔巴阡山前逆冲带的构造很类型，并直接影响到台湾西部油气的远景评价。

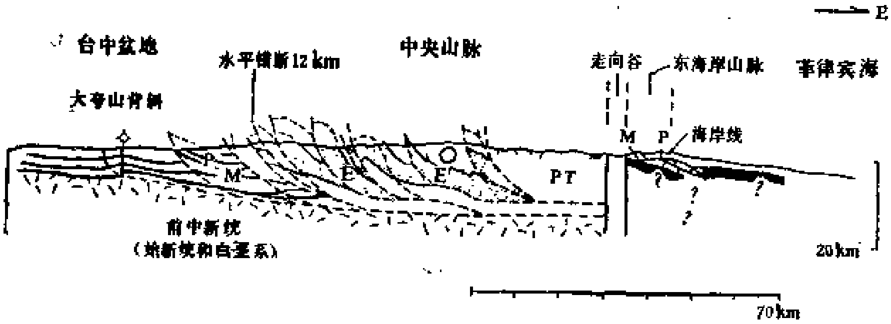


图 10-33　横穿台湾的示意地质剖面

（据Farmer）

P-上新统　M-中新统　O-渐新统　E-始新统　PT-前第三系

我国沿海广大陆棚区近几年大量地震反射资料也证明有逆冲断层存在。东海盆地是一个很有含油气远景的地区，在新生代地层中发育有一系列北东向的逆冲断层。它们集中发育在盆地的西湖坳陷中央褶皱隆起带，走向与褶皱轴平行，平面上呈雁列展布，有的逆冲断层长达150—200km。龙井构造带附近发育有三排逆冲带，这些北东向的逆冲带呈平行排列，而每个逆冲带又由几条呈雁列的逆冲断层组成，其斜列格局与背斜褶皱高点相同，说明逆冲断层与褶皱为同期形成的。断面东倾，常使局部构造具东缓西陡的特征，它们对局构造有明显的控制作用。

在南黄海北部坳陷的中部也发现一条诸7-2逆冲断层，断层由东北向西南逆冲，长达30km。它在早第三纪时为一正断层，末期沿原来的正断层转为逆冲断层，断距为1500m，同时产生强烈的挤压和褶皱，形成面积达上百平方公里的诸7-2构造。晚第三纪末又发生一次逆冲和褶皱，但强度较前为小，使第三系地层总断距达2000m。从区域地质构造来看，南黄海今后有可能会发现更多的逆冲断层。

据上述可见，我国西部地槽区的逆冲带非常发育，而且也是控制油气田的重要因素之一。随着地质人员对逆冲断层的重视，不仅在我国西部地区将发现更多的逆冲带，同时在我国东部广大地区也将发现愈来愈多的逆冲带，这样就彻底改变了过去认为我国地槽区的逆冲带不够发育，地台区逆冲带更为罕见的认识。今后随着人们在理论上认识到逆冲断层找油的重要意义，注意到逆冲带勘探的特殊性和困难性，必将会在我国的逆冲带中发现更多的油气田。

主要参考文献

1. 马杏垣，1982，重力构造概述，构造地质进展。科学出版社。

2. 马杏垣、索书田，1984，论滑覆及岩石圈内多层滑脱构造。地质学报，58卷，3期。

3. 地质辞典，1985，普通地质，构造地质分册下册，地质出版社。

4. 刘秋生，1984，二连盆地中部的逆掩断裂带。石油与天然气地质，6卷，4期。

5. 吴庆福，1985，论克-夏推覆体的形成机制。石油学报，6卷，3期。

6. 狄恒恕，1984，柴达木盆地北缘逆掩断裂带及其找油前景。石油与天然气地质，5卷，2期。

7. 汤锡元，1982，断裂对油气的控制作用。地壳波浪与镶嵌构造研究，陕西科学技术出版社。

8. 张用夏，1985，华南地区陆壳膨胀与推覆构造的形成及油气演化。石油与天然气地质，6卷，2期。

9. 张兆燕，1981，苏南推覆构造初步探讨。石油实验地质，3卷，3期。

10. 林隆栋，1984，断裂掩覆油藏的发现与克拉玛依油田勘探前景。石油与天然气地质，5卷，1期。

11. 费琪等，1986，北祁连逆掩断裂带的缓倾角断层。地球科学，13卷，3期。

12. 翁文灏，1926，热河北票附近地质构造研究。地质汇报11号。

13. 真炳钦次著，陈荷立等译，1978，压实与流体运移。石油工业出版社。

14. 格雷泰纳著，陈荷立、汤锡元译，1982，孔隙压力的基本原理通常所引起的后果及其构造地质含义。石油工业出版社。

15. 黄钟瑾等，1984，苏、皖、浙交界逆掩-推覆构造及构造分带性的成因研究。南京大学学报（自然科学版），2期。

16. 韩克猷，1984，龙门山逆掩断裂带成因与油气远景。天然气工业，4卷，3期。

17. 斯宾塞，E. W. 著，朱志澄等译，1981，地球构造导论。地质出版社。

18. 谭试典，1985，中国西北地区逆掩断裂带与油气圈闭类型。石油与天然气地质，6卷，2期。

19. 谭敏，1984，逆掩断层控制油气运移聚集机理的探讨。石油实验地质，6卷，2期。

20. Angevine, C. L., Turcotte, D. L., 1983, Oil generation in overthrust bilts. Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull., Vol. 67, No. 2, p. 235—241.

21. Armstrong, F. C., Oriel, S. S., 1965, Tectonic development of Idaho-Wyoming thrust belt. Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull., Vol. 49, No. 11, p. 1847—1866.

22. Boyer S. E., et al, 1982, Thrust systems. Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull., vol. 66, No. 9, p. 1196—1230.

23. Coward, M. P., 1983, Thrust tectonics, thin skinned or thick skinned, and the continuation of thrusts to deep in the crust. J. of Structural Geology, Vol. 5, No. 2, p. 113—123.

24. Gray, M., et al, eds., 1973, Glossary of geology. Amer. Geol. Inst. Washington, D. C.. USA.

25. Griss, R. R., 1983, Oil and gas prospecting beneath Precambrian of foreland thrust plates in Rocky Mountains. Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull., Vol. 67, No. 1, p. 1—28.

26. Harris, L. D., Millic, R. C., 1977, Characteristics of thin skinned style of deformation in the southern Appalachians, and potential hydrocarbon traps. Prof. Pap. U. S. geol. Surv..

27. House, W. M., Gray, D. R., 1982, Displacement transfer as thrust terminations in southern Appalachians-Saltville thrust as example. Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull. Vol. 66, No. 7, p. 830—842.

28. Lamb, C. F., 1980, Paiter reservoir field-giant in Wyoming thrust belt. Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull., Vol. 64, No. 5, p. 638—644.

29. McClay, K. R., Price, N. J., eds., 1981, Thrust and nappe tectonics. Geol. Soc. London.

30. Pratsch, J. C., 1985, Oil and gas accumulations in overthrust belt. J. of Petr. Geol., Vol. 8, No. 2, p. 129—148; No. 3, p. 297—322.

31. Warner, M. A., 1982, The source and time of generation of hydrocarbons in the Fossil basin, Western Wyoming thrust belt. in; Geologic studies of the Cordilleran thrust belt, Rocky Mts. Assoc. Geol..

第十一章　沉积盆地的成因和演化及其赋存的大地构造环境和油气资源

第一节　引　　言

沉积盆地是一种被沉积物所填充的地壳坳陷。它们在地貌上有的具明显的盆地外观，有的则不具，常表现为平原。目前在地表所见到的沉积盆地只代表它们在演化中的某一阶段或最终时期的瞬时状态，即静态，而不是它们形成和演化的过程，即盆地的动态。如果从动态角度看，沉积盆地则是地壳或岩石圈局部下沉和沉积物在其中不断填充过程中的一种地壳构造。

地壳或岩石圈局部下沉是形成沉积盆地的根本原因。因此，研究沉积盆地的成因和演化就是探讨引起地壳或岩石圈局部下沉的原因和沉积物在其中堆积的过程。沉积盆地成因和演化的研究将大大促进对油气资源的预测和油气田的勘探和开发。因为人们已经逐渐在油气资源与某种成因类型的沉积盆地之间，与沉积盆地油化的某一特定阶段之间以及与沉积盆地中某种环境的沉积物或某种状态下的地热史之间发现了密切联系。从而不仅为一般的沉积盆地而且也为建立含油气盆地演化模式提供了可能。

最近二十多年，由于深部地质和板块构造研究的深入，对沉积盆地成因和演化的研究有很大推进。许多研究者从不同角度大约提出了几十种不完全一致的成因见解（A. G. Fischer, 1975；M. H. P. Bott, 1976；W. R. Dickinson, 1977；A. W. Bally, 1980），但是，归根结蒂导致沉积盆地形成和控制沉积盆地发展的原因不外三种，即重力、热力和构造应力。重力在沉积盆地成因中主要表现在地壳均衡和区域补偿两个方面。本章笔者（1981）认为，这两个方面不仅是地壳或地壳与地幔之间的一种地质作用，也是地球的一种固有能力，所以提出了地球均衡概念。并且认为，它不仅是控制盆地因沉积物重力作用而使其沉降的直接原因，而且也是在一切盆地成因机制中普遍起作用的一种因素。

第二节　地球均衡作用及其与沉积盆地形成和演化的关系

地壳均衡或岩石圈均衡是指地球表面形态起伏导致的不均匀负荷得到地壳与地幔间或岩石圈与软流圈间物质密度差的补偿，在地下一定深度达到流体静压力平衡的现象。早年，Airy(1855)Pratt(1855)；近年Kinsman(1975)都有较详细的论述。本章笔者认为，这一概念是正确的，但这只是地球均衡的一种外部表现，导致这一现象的本质还在地球内部。

地球有一种能，即使自身成为理想球体的能力。这是因为地球在宇宙空间的状态好似悬在空中的大液滴，而且它的内部物质从地质年代尺度看实际上也是可以流动的，因

此，地球内部的物质分子具有向心凝聚，自由表面具有收缩到最小面积即球形的能力。地球内部因密度分异可以分出圈层。各圈层的物理状态虽不尽相同，但都具有使其上表面收缩到最小面积的能力。软流圈是地球各圈层中最外一层内部物质有较大塑性或流动性的圈层。在地球上部，它具有使自己成为理想球体的最大能力。岩石圈，特别是地壳，表现为刚性面体。它的面积很大，但厚度很小，所以实际上它是覆盖在地球表面的一层非常薄的膜。它的外部形态基本上受软流圈表面形态的控制。地球的这种固有能力，其作用的最终结果就是要使自己成为一个各圈层密度均一，并呈同心球结构的理想球体。那时在地球表面任一点上都会测得相同的重力。这就是理想的地球均衡。

然而，地球至今并未能达到它的理想均衡状态。其原因除受它本身的旋转和同时受其它星球引力影响外，就地球上部面论，还有以下两方面原因：一是地壳为固体，虽然它的厚度很小，不妨碍它收缩为一个理想球体，但因受地表营力的刻蚀，地表仍崎岖不平，不能成为光滑的球面；二是地球内部各种能力，特别是热能的作用常会引起岩石圈局部变形，或将地球内部的物质推向岩石圈，或将岩石圈部分拖入地球内部，使岩石圈以及其下软流圈的密度不能均一。

地球深部的均衡作用是与地表营力结合进行的。因为岩石圈的厚度和密度不均一，经过软流圈与岩石圈间的平衡调整后，密度小而厚度大的岩石圈除在地表显示为高山或高原外，其下部亦将向软流圈内没入。按照阿基米德原理，没入的深度与岩石圈柱体的长度成正比。密度大而厚度小的岩石圈相对上浮，软流圈顶面向上拱起，如大洋。在这种情况下，软流圈顶面受到岩石圈不均匀负荷的压抑虽不能成为理想球面，但力图使自己成为理想球面的潜力是永远具备的。地球表面凡是高起的地方，受地表营力的风化和剥蚀，其产物将被搬运到低洼的地方沉积下来。这样的地方便是沉积盆地。一旦山脉或高原被削低了，由于其下软流圈上的负荷被减轻，这一部分的软流圈顶面即向上抬升，而山脉或高原也相应上升。与此同时，接受沉积物堆积的盆地因为沉积物重量使岩石圈负荷加大，下地壳和上地幔部分物质将向周围蠕散而使地壳以至岩石圈变薄。软流圈物质将向岩石圈减薄处向上浮升形成隆起以填补岩石圈减薄留下的空间，并部分地或多或少地还向上升的山脉或高原下流动以对被削蚀的山脉或高原进行补偿。这样，在地表发生物质从山脉或高原向盆地或低地方向的迁移，在地下则发生软流圈以及部分岩石圈物质从盆地下面向山脉或高原下面的迁移。沉积盆地正是在地表和地下的这种均衡调整中产生的。所以，沉积盆地并不是地球表面的洼地简单地被沉积物所填充，而是在填充过程中洼地不断下沉，洼地周围的高地不断上升。只有如此，才能源源不断地从高地供给盆地以沉积物质。

地球均衡是整个地球的一种运动，所以它是无处不在无时不有的。在地球均衡过程中，地球表面形成的沉积盆地乃与山脉或高原的隆升和被剥蚀相并立，是地表欲达到削高塞低、填平补齐目的的必然产物。因此，地球均衡作用是形成沉积盆地的一种最基本的机制。无论其它何种何样的沉积盆地成因机制，在盆地形成和演化中也都无法排除地球均衡作用的影响。

第三节　重力负荷盆地成因说

重力负荷盆地成因说以艾利（Airy）地壳均衡原理为基础。该说认为，盆地的沉降作

用是由填充在原先一个地形洼地中的沉积物重量负荷引起的。按照该说，地壳好似被直立断层切割的被柱体，当其上负荷增加时，它即通过置换其下的流体层而达平衡，然而剪切应力传递不到相邻棱柱体。此即所谓艾利型地壳。但从另一方面看，地壳和岩石圈都具有一定强度，在重荷下将发生弹性或弹塑性应变，使其本身向下弯曲给重荷以相应补偿。这就是所谓强刚性地壳。

在艾利型地壳模型中，认为一原被水所占的洼地被沉积物填塞后，如前后两个时期都达到均衡状态，可以求得该洼地所能沉积的地层厚度和盆地基底下沉的深度。

以图11-1为例。图11-1a的两个柱体分别代表洼地被沉积物填塞以前和以后的地壳柱体。在地壳厚度C维持不变情况下，设原始洼地的水深为D，水的密度为ρ_w，被沉积物填塞的深度为S，沉积物的密度为ρ_s，ρ_m为地幔M或m的密度。由此得：

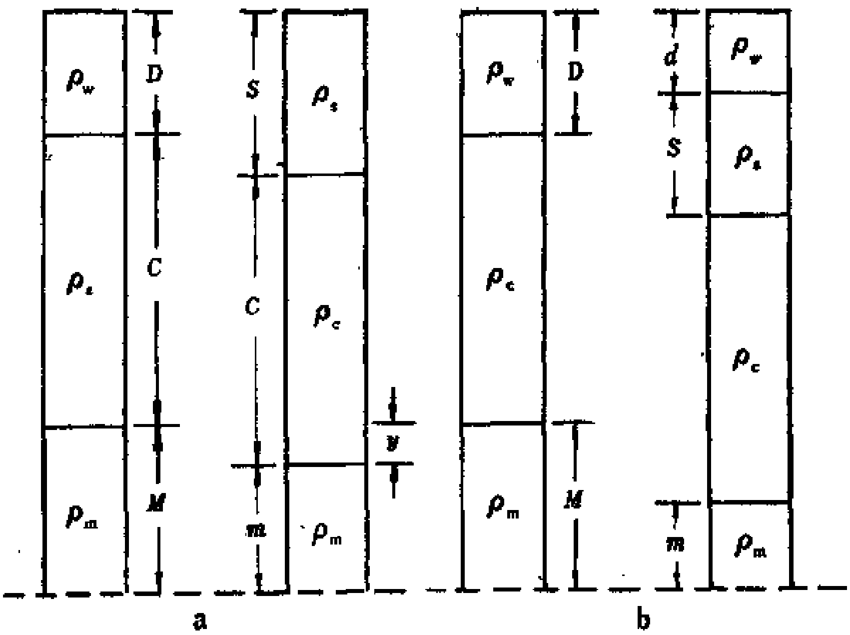


图 11-1 重力负荷盆地成因模型

a-原始洼地被沉积物填平后的均衡状态 b-原始洼地尚未被沉积物填平的均衡状态（符号见正文）

$$D\rho_w + M\rho_m = S\rho_s + m\rho_m \qquad (11-1)$$

因为 $M=S-D+m$，代入(1)：

$$S=\left(\frac{\rho_m-\rho_w}{\rho_m-\rho_s}\right)D \qquad (11-2)$$

又因沉降深度$y=S-D$，代入（2）：

$$y=\left(\frac{\rho_s-\rho_w}{\rho_m-\rho_s}\right)D \qquad (11-3)$$

其中(11—2)、(11—3)两式分别代表原始洼地被沉积物填塞后可能堆积的沉积物厚度和引起盆地下沉的深度。可以看出，二者都是原始水深D的函数。在上式中如取$\rho_w=1030\text{kg/m}^3$，$\rho_m=3300\text{kg/m}^3$；$\rho_s=2150\text{kg/m}^3$，则原始洼地中可能堆积的沉积物厚度即为原始洼地水深的二倍；如取$\rho_s=2550\text{kg/m}^3$，则为原始水深的三倍。也就是说沉积物堆积到这样的厚度，盆地即被填平并结束发展。

图11-1b是原始洼地还没有被沉积物填平的情况。在这种情况下，盆地内仍继续有水存在。此时则可得出如下关系式：

$$S=(D-d)\left(\frac{\rho_m-\rho_w}{\rho_m-\rho_s}\right) \qquad (11-4)$$

即原始洼地可堆积的沉积物厚度为该沉积物堆积前后水深之差的函数。在图11-1b中，如求解D，则：

$$D=d+\frac{\rho_m-\rho_s}{\rho_m-\rho_w}\cdot S \qquad (11-5)$$

方程(11—5)表明，如果已知沉积物的厚度S和该沉积物沉积时水深d，则可求得该沉积物沉积以前的原始洼地深度D。换句话说，在艾利型地壳状态下，如果将该沉积物从盆地中移去，盆地基底即可恢复到原来的深度。A. B. Watts和W. B. F. Ryan (1976) 根据这一原理提出了一种研究盆地演化的方法——回演法(Backstripped method)。该方法认为，一个沉积盆地其基底沉降到当前这样的深度，在相当大的程度上是由沉积物的重力负荷造成的。如果将该沉积物从老到新按一定年代间隔或地层层序逐层叠加，基底必可重现各沉积物沉积时的深度。这样即可明了该沉积盆地的演化历史。A. B. Watts 和 W. B. F.Ryan(1976) 及G. Shanmugam和K. R. Walker (1980) 分别用此方法研究了法国利翁湾和美国南阿巴拉契亚一个中奥陶世前渊盆地的演化。他们共同指出，他们所研究之盆地有相当一部分沉降量是由沉积物重量负荷造成的，但同时也有一部分是由其它作用力造成的。

这一方法，包括方程(11—2)在内，其主要缺陷是都未考虑到盆地在沉降过程中可能引起的地壳减薄。因此不十分正确地得出了沉积盆地能够堆积沉积物的厚度是原始洼地深度的函数的结论。这样，必然遇到这样一个不可解释的问题，即大陆架十分巨厚的浅水沉积物以及大陆内部厚达几千米以至万米的湖盆沉积是如何堆积的。显而易见，这一原理与地球均衡原理也不相符。实际上，许多研究者都曾注意到了下地壳是可塑性的。因此在盆地沉降过程中随着其沉积负荷的增加，上地幔以至下地壳物质向外发生塑性流动导致岩石圈或地壳变薄是一种必然现象。在这一过程中同时还得到了地幔或软流圈物质向上拱起的相应补偿。所以盆地演化既是盆地基底下沉的过程，也是地幔或软流圈局部上升的过程，不能简单地用地壳静态平衡的原理去表达。但是由于在盆地演化中地壳或岩石圈的厚度变化以及地幔或软流圈补偿的高度难以确知，定量研究盆地演化的历史和特征便十分困难。在这种情况下A. B. Watts和W. B. F. Ryan提出的计算方法还有一定实用价值。

第四节　热力沉降盆地成因说

热力沉降说泛指热岩石圈变冷收缩和相应增大密度而引起岩石圈的均衡沉降。由于盆地所处的构造位置不同，其热力沉降机制和表现形式也不尽相同。以下从大洋盆地、被动大陆边缘盆地和板块内部盆地三方面加以介绍。

一、大洋盆地的热缩沉降

海底在扩张中随着年龄的增长而逐渐下沉早已被人们所公认。究其下沉之原因则被认为是海底在扩张中逐渐散失热量使之变冷，发生收缩所致。

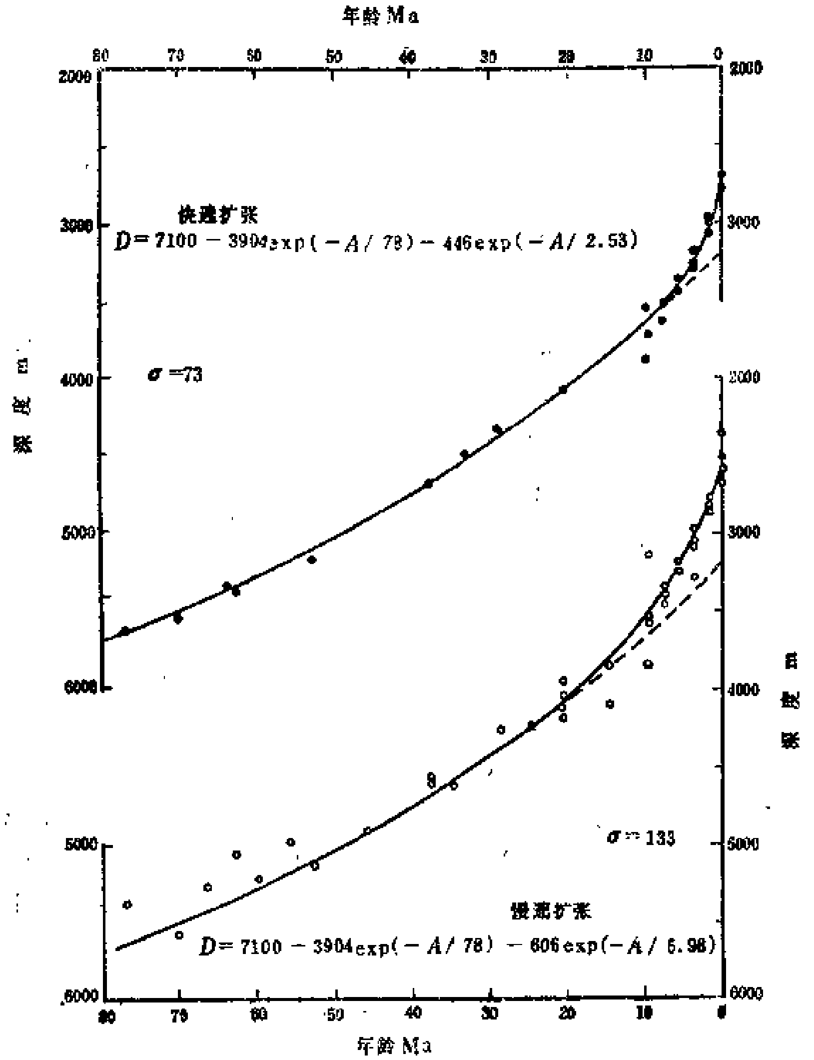


图 11-2 大西洋、太平洋和印度洋部分洋脊区海底深度与年龄的关系曲线
（据Le Pichon等，1973）

图11-2表示海底深度与年龄的关系。该图中的快速扩张表示北太平洋、部分南太平洋和东印度洋的情况，其扩张速度每年 3 cm以上；慢速扩张曲线代表其余海底，其扩张速度每年小于 3 cm。从曲线形态上可以看出，海底深度D与年龄A之间有$D=f(A)$的函数关系。这种关系可以用一个多项式来表达，即：

$$D=D_L-H_1e^{-A/C_1}-H_2e^{-A/C_2} \qquad (11-6)$$

式中：D为校正深度，D_L为极限深度，H和C为常数，分别以米和百万年计，极限深度D按老于140—180Ma的海底深度，选为7100m。用最小二乘方对方程(11—6)进行拟合，快速扩张曲线可用下式表示。

$$D=7100-3904\exp(-A/78)-446\exp(-A/2.53) \qquad (11-7)$$

慢速扩张曲线可用下式表示。

$$D=7100-3904\exp(-A/78)-606\exp(-A/5.98) \qquad (11-8)$$

另外，海底热流与年龄之间也存在着类似的曲线关系。据B. Parsons等（1977）研究，

新于120Ma的热流-年龄曲线可用下式表示：

$$Q(t)=47.3/t^{1/2}\quad \mathrm{J\cdot cm^{-2}\cdot s^{-1}} \tag{11—9}$$

老于120Ma者可用下式表示：

$$Q(t)=3.8+6.7e^{-t/62.8}\quad \mathrm{J\cdot cm^{-2}\cdot s^{-1}} \tag{11—10}$$

根据(11—9)、(11—10)两式可得出如下结论：洋底因热缩而下沉的深度开始按时间 t 的平方根增加，而当$t\geq 80$Ma时则按指数衰减速度向着一个渐近常数值增大。

二、被动陆缘盆地的热缩沉降

被动陆缘盆地的热缩沉降机制比大洋盆地复杂。因为被动陆缘，特别是靠陆部分，主要由陆壳组成，似不能简单地将沉降深度和热量散失视作年龄的函数。然而也有人认为，陆缘地区从洋壳到陆壳过渡部分的沉降作用是因裂谷期受热的岩石圈沿垂直方向变冷发生收缩形成的（N. H.Sleep, 1971)。按照这一原理，岩石圈受热后必先因膨胀而生成隆起。隆起如遭剥蚀才能因岩石圈减薄而在变冷收缩后形成盆地。如未遭剥蚀则变冷收缩仍只能恢复到原来的高度，不能形成盆地。然而据N. H. Sleep估计，如岩石圈受热生成一高出海面1.5km的隆起，必须有3km厚的地壳被侵蚀以后才能形成有2km厚沉积物的盆地。以美国东海岸为例，那里的陆缘盆地沉积物厚可达10km。要形成这样的盆地原先必须有一高7.5km的隆起，并且要有15km厚的地壳被侵蚀移去，若如此，有两个问题不好解释：一是那么多的沉积物沉积到那里去了；二是要形成7.5km高的隆起，岩石圈温度至少要升高到2000℃，可是岩石圈底的温度一般至多只有1300℃。因此，这一原理似不能成立。但是在北美地区确有几个盆地它们是以典型的热缩方式生成的，即岩石圈按指数衰减速度发生沉降。然而在盆地形成过程中岩石圈既没有发生过隆起，也没有发生过剥蚀。这个问题似乎在另外的一些研究者的研究中得到了答案。例如，M. E. Artemjev和E.V. Artyshkov（1969）在解释贝加尔盆地的地震和重力资料时曾认为，裂谷时期在岩石圈受热的同时因发生了拉伸和变薄从而抵消了可能要形成的隆起。D. P. McKenzie（1978）也提出了类似的机制。

图11-3是L. Royden等（1980）根据D. P. McKenzie模型设计的图形。图中 a 表示裂谷开始前大陆岩石圈状态。右侧表示岩石圈底温度为1300℃时的温度剖面，左侧表示处于该热平衡条件下的岩石圈状态。b 表示裂谷发展中大陆岩石圈沿裂谷轴拉伸，岩石圈和地壳都变薄。因岩石圈底的温度不变，所以热梯度很陡。c 表示陆缘形成之后很久，温度已变冷到了平衡状态。陆缘本身由以前的大陆岩石圈楔形体组成，并向海洋方向变薄（虚线）。

另外，L. Royden等（1980）还提出了一个较重之地幔物质通过岩脉侵入方式置换较轻之地壳物质，从而使陆缘盆地发生重力沉降的模型。该模型（图11-4)中，a 表示裂谷前的大陆岩石圈，b 表示裂谷发育过程中岩石圈裂解，地幔物质沿裂谷侵入形成岩脉。岩脉体积和频率向裂谷轴增大。当侵入的地幔物质达100％时即过渡为纯洋壳。本阶段的岩石圈温度梯度稍有变缓，但地表温度显著升高。c 表示陆缘形成之后很久，温度梯度已达平衡。由陆壳组成的陆缘被一系列岩脉所切断，但岩脉不一定能达于地表。

以上两种机制都不要求岩石圈受热隆起和地壳必须遭受较严重的侵蚀。可见热胀隆起-侵蚀-沉降成盆机制并不是一种普遍作用。再者，以上两种模型产生的岩石圈沉降除热缩因素外还伴生有其它必不可少的因素，如岩石圈拉伸变薄和重力作用。重力作用除由沉积

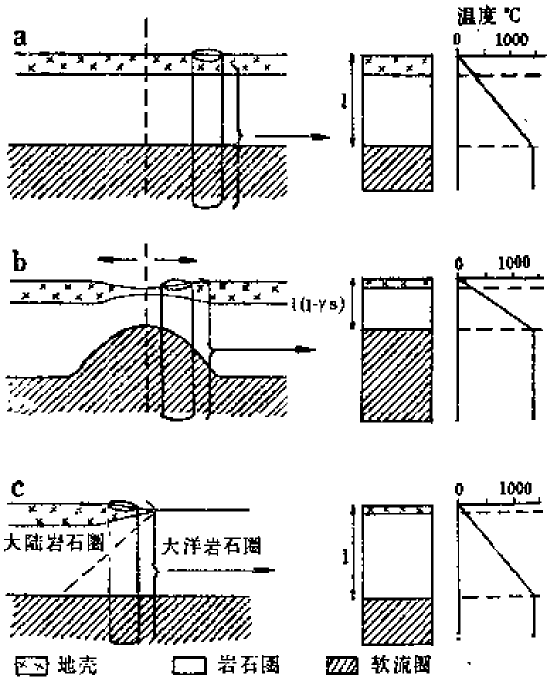


图 11-3 McKenzie被动陆缘盆地热缩沉降模型

（据L. Royden等，1980）（说明见正文）

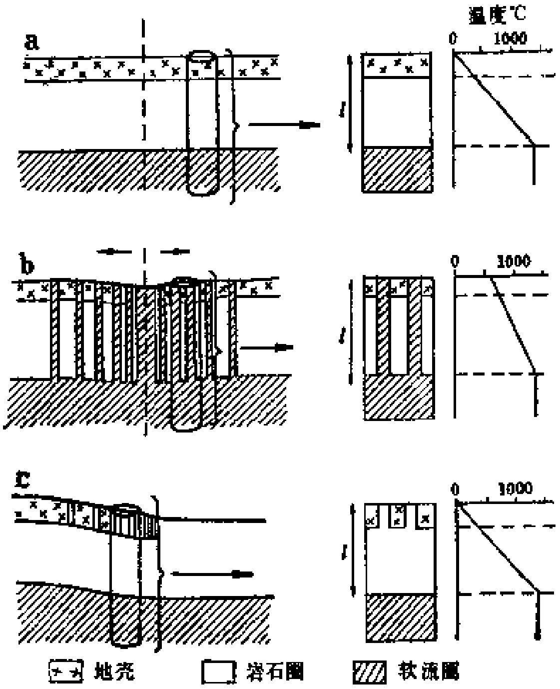


图 11-4 被动陆缘盆地较重之地幔物质通过岩脉形式侵入置换较轻的地壳物质，导致重力沉降模型

（据L. Royden等，1980）（说明见正文）

物重量造成外，在后一种机制中还有因较重之地幔物质置换了较轻的地壳物质而增加的重量因素。由此可见，被动陆缘盆地的形成并不单是由热力作用的结果。

三、板块内部盆地的热力沉降

板块内部盆地指发育在前寒武纪克拉通之上的沉积盆地，又称内克拉通盆地。板块内部在构造活动性上比板块边缘微弱得多，是相对稳定区。因此在板块内部形成沉降幅度达两三千米，甚至五六千米或更大的盆地以及相应的隆起令人甚为费解。不少研究者都认为板块内部盆地的形成还是受板块边缘构造作用影响的结果。如三叉裂谷系的废弃支常可延人克拉通内好几百公里，或板块内部盆地系发生在前克拉通期的板块缝合带上或其它构造薄弱部位。也有人证明某些克拉通盆地之下就伏有古裂谷系（A. W. Bally，等，1980）。即使这些都是事实，也解释不了所有克拉通盆地的成因。因此，热力沉降说在板块内部盆地成因中仍占十分重要地位。

N. H. Sleep(1971) 的热胀隆起-侵蚀-冷缩成盆机制虽然在许多盆地中因找不到热事件证据或成盆前的强烈侵蚀，但仍是被人注意的一种机制，特别是对板块内部盆地来说。

E. V. Artyshkov 等（1980）曾提出过一种板块内部地壳垂直运动的普遍机制，试图解释克拉通内部的隆升和沉降问题。他们主张在地核-地幔分界处存在着一种从固态转换为具金属性质致密液态的相转换。这种作用导致生成比下地幔轻的非熔融分异，轻的下地幔物质大约每200Ma定期地释放一次，通过直径约为100km 的孔道向上浮升。在此过程中并将周围地幔加热，进一步促进后续轻的下地幔物质的通行。这种物质在地幔中进一步分异，然后浮升到岩石圈甚至地壳之下向周围散开。岩石圈的厚度不均一，它的底面显出向下突出或向上凹入。凹入的地方形成“圈闭”。在板块漂移过程中，这种圈闭很容易捕捉

住从孔道中浮升上来的轻物质。有时，“圈闭”可能离孔道很远，但是因为孔道可以周期性地供应轻物质，“圈闭”可以反复拦截，所以导致在地表生成宽广隆起，如地盾。然而，如若某一时期“圈闭”离孔道过远，它便不能捕集或者只能捕集一小部分轻物质。在这种情况下，地壳的隆起和岩石圈的受热都将不甚显著，甚至一点不会发生。因温度在地幔的上层降低，“圈闭”幅度也减小。随着“圈闭”幅度的减小，岩石圈厚度增大，其中地幔密度也相应增大。这样，将因岩石圈的重量增加在均衡调整中产生区域性沉降。当岩石圈沉降到其底面的“圈闭”消失时，轻而热的物质便开始避开其下弯部分而向别的地方散去。“圈闭”消失后，这一部分岩石圈将因两种原因引起沉降，从而在地表生成盆地：一种是地壳和圈闭中之异常地幔因变得致密而使厚度减小，地表将生成相等深度的洼陷；另一种是因岩石圈密度增大而引起的重力沉降。据E. V. Artyshkov等计算，前一作用可使地壳下沉5—8km，后一作用可下沉5—6km。当几个作用同时发生时，地壳总下沉量可达15—18km。

K. Burke(1976)曾提出过一种与Artyshkov等大致相似的机制。不过他认为岩石圈相对地幔是固定的。在这种情况下，地幔柱（热点）以上的岩石圈将分异成为隆起区，其间的地区则为洼陷。隆起区有火山作用，洼陷区则发生沉积作用，成为盆地。他认为非洲的乍得盆地就是这样形成的。除此而外，比较盛行的热力机制还有：侵入于地壳之下的异常地幔的固结；一部分上覆玄武岩转换为石榴子石麻粒岩等。因为这三种作用都使岩石变得致密，厚度缩小，从而引起地壳沉降；同时也由于岩石圈的重量局部增加以及上覆沉积物对弹性地壳形成负荷使其下沉生成沉积盆地。

第五节　构造作用盆地成因说

由构造作用生成沉积盆地，很早就有人提出过。例如最早对地槽成因的解释就是如此。然而对构造力的来源却众说纷纭，莫衷一是。但对构造力性质的认识却十分一致，即有压应力张应力，也有剪应力。板块构造学说从全球规模对整个构造做了系统解释，并且提出了比较合理的力源。所以目前不仅用板块运动所产生之应力解释所有构造的形成，同时也解释了各种沉积盆地、包括由构造作用生成之沉积盆地的形成。

根据板块构造不同部位之力学性质对沉积盆地的分类，除前述之克拉通盆地外尚有以下四类，即(1)以张性为主的离散边缘盆地，包括裂谷盆地、被动陆缘盆地和拗拉槽（Aulacogen）或废弃裂谷；(2)以压性为主的聚敛边缘盆地，包括海沟和消减杂岩、弧前盆地、弧间和弧后盆地；(3)以剪切为主的转换和走滑断层盆地，包括剪切挤压盆地和剪切拉张盆地；(4)与大陆碰撞或缝合线有关的压性盆地，包括前渊盆地和山间盆地两种。和克拉通盆地一起，这是以板块构造为基础从成因上对沉积盆地比较完整的一个分类。其中大部分盆地的形成都与构造应力有关，但同时也有其它因素（如热力和重力）参与。以下仅从盆地成因和演化角度略加叙述。

一、以张性为主的离散边缘盆地

板块离散边缘盆地的形成和发展可分大陆裂谷和大洋裂谷两个阶段。

大陆裂谷的形成有两种机制：一为主动机制，即由地幔主动向上拱起（地幔对流上涌区热点或地幔柱），在地表形成隆起，再由拱张应力产生三叉裂谷系（板块三联点），形成

裂谷盆地；另一种为被动机制，即一板块受张应力作用沿早期地壳薄弱带、破裂带或缝合线等处拉开成为裂谷盆地。这种盆地不具三叉裂谷形态，形成初期地下也无地幔隆起。但在地壳成岩石圈拉伸过程中，可因为补偿岩石圈出现的质量亏损而生成地幔隆起。

早先，F. A. Vening Meinesz(1950)曾论述过地堑的形成机制。当时他设想陆壳是漂浮在下伏地幔最上部致密流体层之上的弹性层。当它受张应力作用时，首先垂直于最大张应力方向产生第一条正断层（图 11—5a)。正断层上盘下落，地壳向下弯曲，由此滋生补偿张力，在弯曲最大的地方产生第二条正断层（图 11—5b)。两条正断层相向倾斜，中间生成了一个向下变窄的楔形体。随着与之相邻地壳的补偿性上翘成为隆起，楔形体即均衡沉降成为地堑。

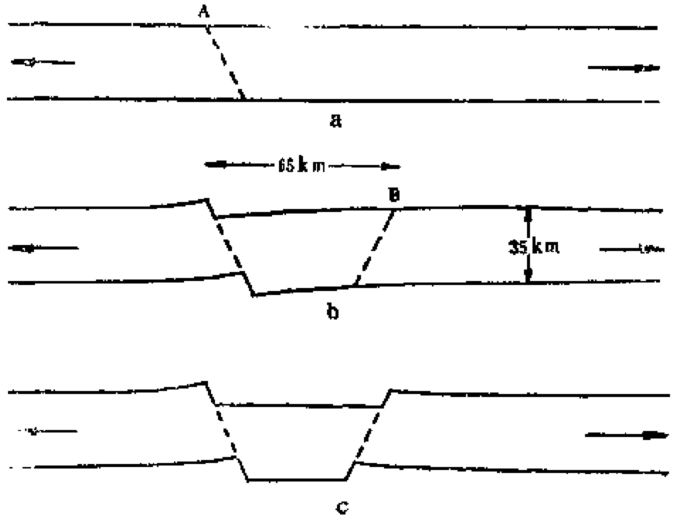


图 11-5 地堑形成过程示意图
(据F. A. Vening Meinesz, 1950)(说明见正文)

M. H. P. Bott(1976, 1980, 1982)认为，地壳可以分为上下两部分：上地壳厚 10—20 km，属脆性，在张应力作用下发生破裂变形；下地壳属柔性，在张应力作用下发生蠕动变形。因此，F. A. Vening Meinesz的地堑形成机制仅适用于上地壳。Bott对Vening Meinesz机制进行修改之后，提出了如图11-6所示的机制。

由于Vening Meinesz和Bott将地堑的形成归纳成了一种模式，所以根据一定的条件便可以约略地计算出它的宽度和深度。

地堑宽度可根据两维弹性板的弹性弯曲原理进行计算（Vening Meinesz, 1950；Heiskmen和Vening Meinesz, 1958；R. I. Walcott, 1970)。理论计算结果，地堑的宽度一般介于24—48km；另外，因受脆性地壳厚度、地壳的均质程度以及地下水润滑作用的影响，则可增大到50—70km。Bott(1976) 根据地壳均衡原理也从两维空间概略地计算了楔形体及其上覆沉积物可能引起地堑下沉的深度。表11-1是Bott根据地垒模型（图11-6）计算的结果。从表中可见，如地堑宽度一定时，其下沉深度则与张应力大小和有无沉积物负荷有关。

三叉裂谷系盆地一般称为原始裂谷盆地，因它生成于隆起的顶部附近，所以又称裂谷隆起盆地（Rifted arch basin)。三叉裂谷系进一步发展，往往沿着某两支拉开，将第三支遗弃。拉开的两支将成为大洋，被遗弃的一支则成废弃裂谷，或称拗拉槽。

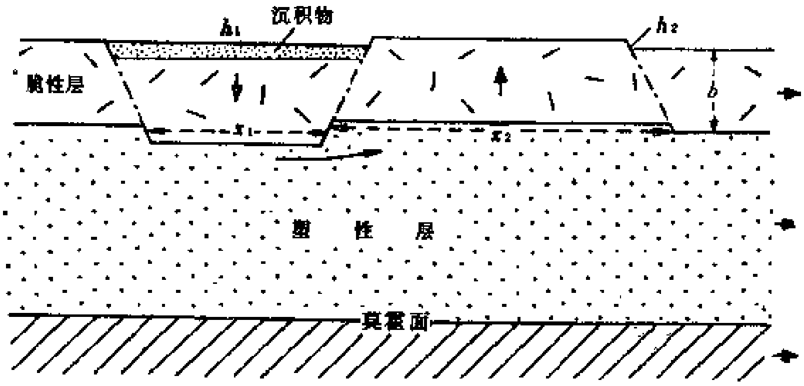


图 11-6 地堑形成的楔形体沉降机制
（据Bott，1976）

表 11-1 地堑可能的最大沉降量（单位：km）

地堑宽度 (km)	无沉积物		有沉积物	
	T = 50MPa	T = 100MPa	T = 50MPa	T = 100MPa
20	1.05	2.07	2.91	5.42
30	0.77	1.54	1.84	3.54
40	0.62	1.23	1.31	2.54
50	0.52	1.04	1.00	1.96

左第一栏表示地堑开始沉降时的地表宽度；脆性地壳厚10km，密度2750kg/m³；断层余角25°；塑性地壳密度2800kg/m³；沉积物密度2000kg/m³；脆性地壳挠曲参数31km；T为张应力。

在拉开的两支裂谷中有洋壳生成时才能称为洋盆。洋壳来自一个扩张中心，它将在盆地中央生成一个热隆起。洋壳物质从扩张中心溢出，并沿着隆起向两侧扩张，成为新的盆地。此时即进入大洋裂谷发展阶段。大洋开始很窄，称初生洋（Incipient ocean）或幼年洋（Youthful ocean），随后即发展为成年洋（Mature ocean），前者如红海，后者如大西洋。如前所述，成年洋盆的沉降机制即以热缩为主，成年洋的大洋边缘盆地，亦即被动陆缘盆地的沉降机制除热缩外还有拉伸作用和重力负荷效应。

拗拉槽与大陆边缘有一很大交角，并从大陆边缘向大陆纵深伸延，呈一盲肠形状。在拗拉槽的演化中，其通向大洋的出口常被新的造山带所堵塞或其大陆边缘直接与另一大陆板块相碰撞。在这种情况下，拗拉槽常发生构造变形，甚至上升消亡。但有时也会在大陆边缘造山带的另一次活动中重新复活，在纵张作用下再次成为盆地。我国的贺兰拗拉槽可属此例（赵重远，1983）。

二、以压性为主的聚敛边缘盆地

聚敛板块边缘盆地主要与活动岩浆弧和消减带有关。大洋板块在海底扩张作用推动下在大陆板块前方向下插入，于是便在俯冲的大洋板块与相对仰冲的大陆板块之间产生了一条海沟。其深可达几公里，最深者达10km以上，是来自火山弧之沉积物最后堆积的场所。

海沟靠海一侧为插向地下的大洋板块，其倾角在10—85°之间。根据地震活动可以向

下追踪至600km深处，一般称其为毕乌夫消减带（Benioff subduction zone）或简称B型消减带。海沟靠陆一侧为消减杂岩带。它是由消减板块与上驮板块相互切削形成的。有时，消减杂岩带可形成一与火山弧平行的隆起，常被称为外增生弧或非火山外弧。消减杂岩带在构造上因要受到大陆板块的仰冲挤压，常可形成一系列向海沟方向逆冲的冲断层和生长褶曲。其间有时还有小型沉积盆地发育，被称为大陆坡盆地。

在非火山外弧与火山弧之间常有弧前盆地形成。它是因非火山外弧的升起截留了来自火山弧的沉积物之后生成的。所以也是一种压性盆地。但在其进一步演化中，由于沉积物负荷的增加可以导致因重力而下沉，并在火山弧一侧有属于张性的正断层形成。

在沟弧盆系统中，火山弧后方还有一种属于张性的盆地，称弧后盆地。它是由微型海底扩张形成的，其早期阶段地幔尚未到达地表，盆地仍以陆壳为基底，晚期阶段基底则有洋壳出现，成为小洋盆或边缘海。

三、以剪性为主的转换和走滑断层盆地

与转换断层或走滑断层有关的盆地在世界上的分布比较普遍。这是因为组成地壳的岩石和它经受变形的不均一性很难使张应力或压应力沿着一条直线或垂直于某一边界作用的缘故，受剪应力作用的转换断层和走滑断层可出现于板块的不同部位。但以转换断层为边界的板块边缘地区最为常见。转换断层也见于离散板块边缘。走滑断层则常出现于聚敛板块边缘和斜向碰撞的缝合线上。

由转换断层或走滑断层形成沉积盆地或者隆起可因断层的样式不同而不同。图11-7是几种常见形式。从中可见，即使在同一断层上因构造位置差异，有的地方可生成剪切拉张（或称转换拉张）盆地，有的地方则可生成剪切挤压隆起。

一条平直的走滑断层，如其两端与扩张中心或消减带相连，由于走滑量常被它们的拉开或收缩所“吸收”，所以不会产生直接与它相联系的盆地或隆起。但如这种断层具有一定的挤压分量，则在断层旁侧可生或雁行状牵引隆起和盆地。其规模可因断层的大小而有较大差别。如中生代时在欧亚板块与库拉-太平洋板块之间发生近南北向左行剪切平移运

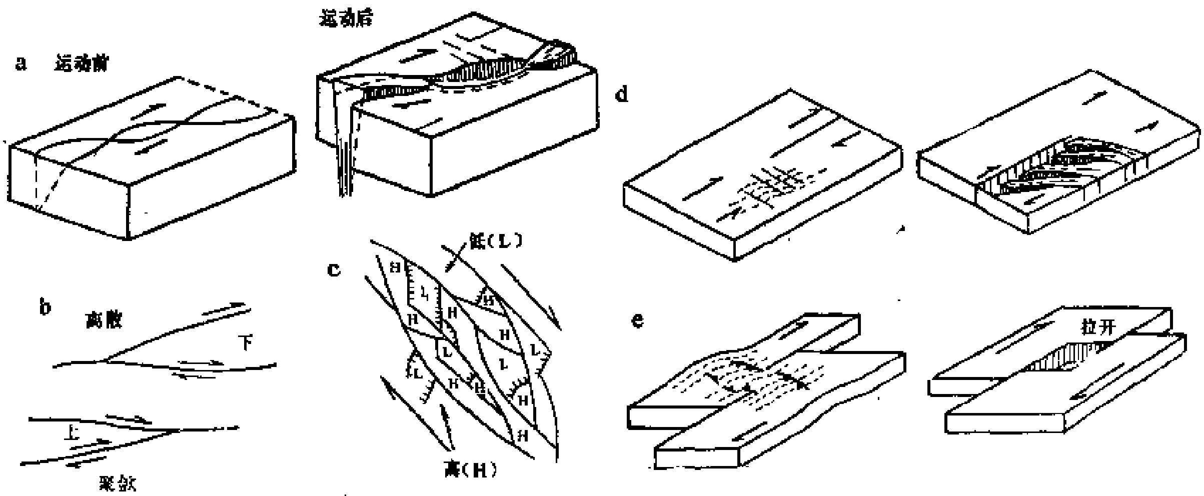


图 11-7 可能产生张性沉降盆地和压性隆升地块的走滑断层样式

a.弯曲；b.离散与聚敛；c.网状断层；d.末端变化；e.雁行断层

（据Reading，1980）

动，在中国东部形成的一条北北东向雁行状隆起带（今松辽渤海湾、江汉盆地所在地）和坳陷带（今鄂尔多斯和四川盆地），是规模较大的一种。展布在大陆内部的转换或走滑断层，在两侧地块作水平错动时，在地块前进方向的尽头会出现隆起，在后方又往往会出现拉张断陷，以对断层的水平移位进行调节和补偿（图11-7d）。产生于地块后方的这种拉张断陷视走滑断层的平移距离，规模也有大有小，大者可成为独立盆地，小者可在一盆地内部产生次级沉积洼陷。例如，中生代时郯庐断裂是一条巨大的左行走滑断层。它的东侧后方连接着我国南方许多小型中生代断陷盆地，西侧后方连接着松辽等盆地。它们在构造上可能是一个统一体。这是一个形成独立盆地的例子。另外，在河套盆地的呼和浩特坳陷中，由于大青山山前断层在中生代时为右行平移，第三纪时转换为左行平移，所以先后在呼和浩特以西和包头以东分别形成了中生代凹陷和第三纪凹陷。这是一个形成小型凹陷的例子。

当走滑断层不是近于一条直线，而局部发生弯曲（图 11-7a）或带有锯齿状结构（图11-7e）时，在平移过程中将根据弯曲和锯齿结构与断层平移方向间的关系，有的地方形成挤压隆起、褶曲或逆冲断层，有的地方则形成拉张盆地。死海便是因联结红海扩张中心和托洛斯板块聚敛带的黎凡特断层发生弯曲，在断层的左行平移中拉张成为盆地的。

当走滑断层分支或成为网状结构时，在两断层聚敛的地方形成隆起，离散的地方形成洼陷或盆地（断层楔盆地）（图11-7b、c）。这种构造在渤海湾盆地、苏北盆地和河套盆地等许多由走滑断层活动形成的断陷盆地中十分普遍。但是由于这些盆地大都经历中生代的剪切挤压和第三纪的剪切拉张两期性质不同的构造运动，晚期构造又往往继承了早期构造的格局，所以情况比较复杂。

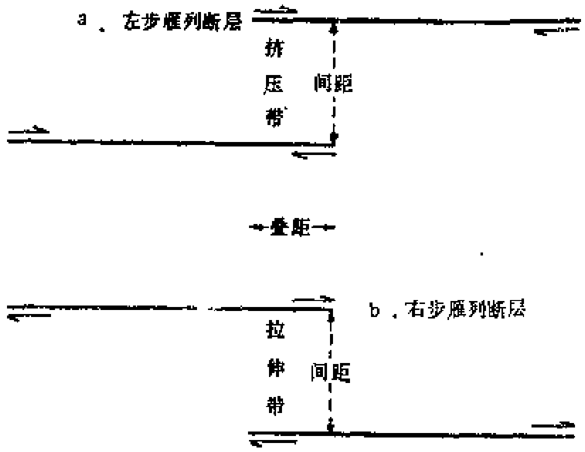


图 11-8 雁列走滑断层型式和要素名称
a—左步右行雁列走滑断层；b—右步右行雁列走滑断层。间距指两断层之间的垂直距离；叠距指两断层在平面上重叠的距离
（据D. A. Rodgers, 1980）

以上我们简单说明了一条走滑断层和走滑断层带上剪切拉张盆地的形成。下面再讨论一下两条雁列断层之间剪切拉张盆地的形成和演化问题。

脆性上地壳在剪切应力作用下破裂，形成彼此平行的雁行状排列的走滑断层，是剪切变形的一个重要特征。在两条雁列走滑断层的重叠部位，根据排列和平移组合方式的不同往往不是产生剪切拉张盆地就是出现挤压隆起。图11-8为两种不同情况雁列断层排列方式及有关要素名称的图解。图中只表示了可形成挤压带的左步右行雁列断层和可形成拉开盆地的右步右行雁列断层两种情况。

图11-9 是 D. A. Rodgers(1980) 根据弹性变形原理对右步右行雁列走滑断层进行的模拟和计算。图 11-9a 表示，当主断层的间距两倍于叠距时，断层之间产生拉开盆地的形态。此时盆地的最深部位位于两断层端点的连线上，并在主断层的端点处有小凸起生成。因为设定每一主断层的水平断距都是 1m，所以垂直位移就是主断层断距的百分数。在这一模型中，盆地深度约为主断层断距的15%。

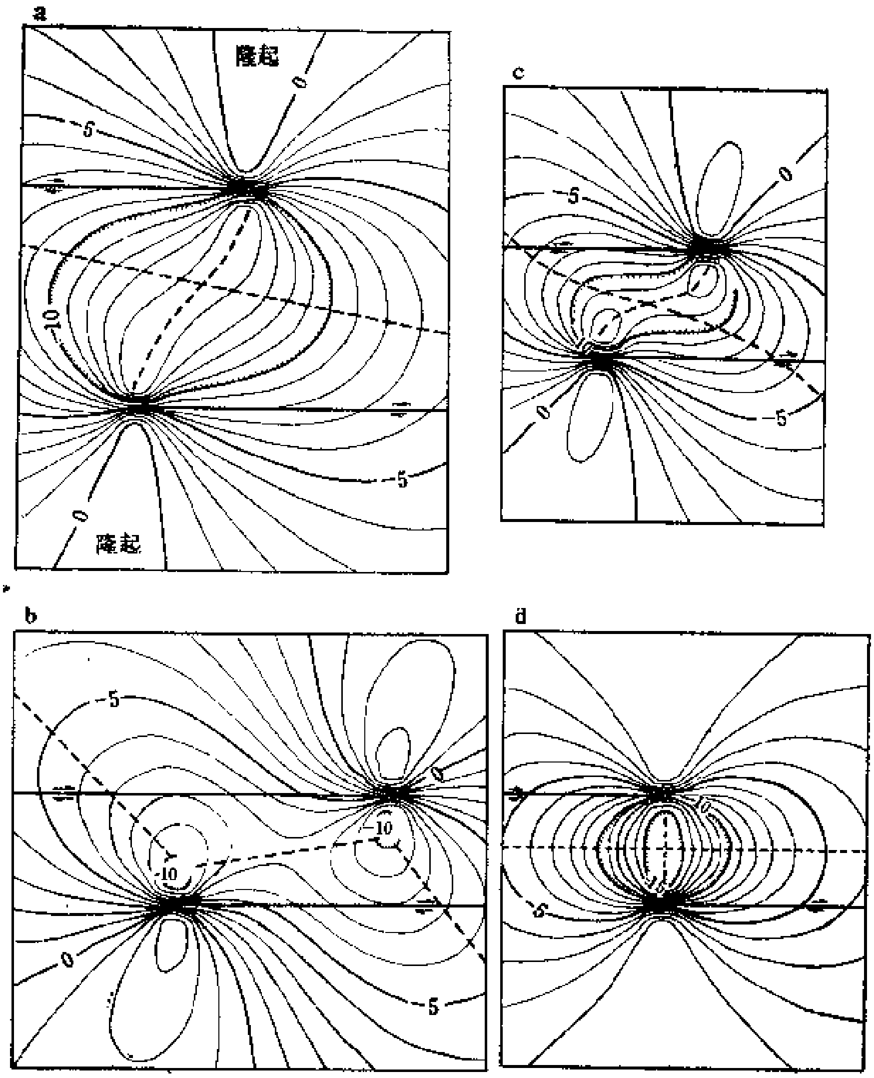


图 11-9 右步右行雁列平移断层形成沉降盆地及其演化的模拟图解

图中表示主断层与地面相交情况下，主断层的平移距离为1m时垂直位移的距离（单位为 cm）。粗线表示主断层，负值下降，正值上升。等值线距1cm。虚线表示盆地轴的近似位置。a—间距（20 km）两倍于叠距；b—间距（10km）为叠距的二分之一；c—间距（10km）与叠距相等；d—间距10km，叠距为零

（据D. A. Rodgers, 1980）

当雁列断层的叠距为间距的二倍时（图11-9b），在两断层末端将发育两个盆地，而断层末端的凸起则较图11-9a大。盆地深度仅为主断层断距的10%。

当叠距等于间距时（图11-9c），则沿两断层端点的连线产生一较深的统一盆地。但仍如图 11-9b一样，在断层端点附近将分别有两个小凹陷发育。 盆地的最大深度约为主断层断距的14%。主断层端点处的凸起比图11-9a大，比图11-9b小。当叠距等于零时〔图11-9 d)，盆地的最深部分完全与断层垂直，最大深度约为主断层的15%，主断层端点无凸起发生。

根据以上实验和计算，由雁列走滑断层生成的拉开盆地有以下特征：(1) 在雁列右步右行和左步左行走滑断层之间形成盆地；(2)盆地最深部位的轴线位于主断层端点的连线上；(3)盆地的形状和深度与雁列断层间叠距的大小有关；(4)在断层端点附近有小型凸起生成，凸起的形状和大小是雁列断层叠距和间距的函数；(5) 盆地深度小于主断层断距的

20%，这可能与物体的弹性性质有关。

应当说明，这种模型是对主断层具无限小位移的弹性半空间来说的，因而它同拉开盆地发育的实际情况有相当大差距。因为拉开盆地一般都有几公里深，主断层也都有几十公里断距。所以，严格地说，上述模型只能说明拉开盆地在起动阶段的状况。因为一旦有洼陷生成时，立即会有沉积物填充。主断层的运动继续进行，盆地便继续加深，并继续填充沉积物。这样，由弹性效应引起的盆地沉降因有后来地质作用的参与，其面貌已大为改观。

图 11-10 表示一雁列走滑断层当其间距不变而叠距不断增大时，拉开盆地的演化。左侧表示基底断层发育情况；右侧为平行主断层通过盆地中心的剖面。图11-10a为右步右行雁列断层尚无叠距时盆地的形态和次级断层的格局。此时盆地中心发育正断层，翼部发育张性走滑断层。盆地形态和图11-9d相同。当主断层的叠距为间距的二分之一时（图11-10 b），盆地中心的正断层作用带增大，盆地也加深、变宽。如果盆地被沉积物充填，地表附近的次级断层格局乃以走滑断层为主。

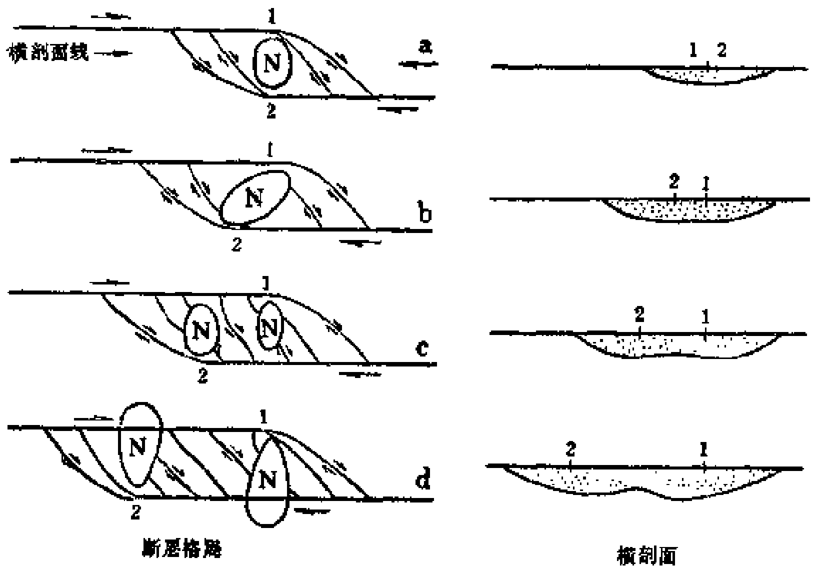


图 11-10　拉开盆地的演化格式

左侧示基底断层情况。数字示主断层的末端位置。N表示正断层作用带。右侧为平行主断层通过盆地中心的垂直剖面。点区代表盆地中的沉积填充。剖面表示盆地形状的演化

（据D. A. Rodgers, 1980）

当主断层的叠距等于间距时（图 11-10 c），盆地面貌发生了较大变化。在主断层的端点附近分别发育了一个沉积中心。正断层作用带被一走滑断层所分隔。这说明 原在图 11-10b盆地中正断层作用带在盆地发展中有的转换成了走滑断层，而原位于图 11-10c 正断层作用带中的走滑断层有的则转换成了正断层。图11-10d表示主断层叠距两倍于间距时的情况。此时，两个沉积中心离得较远，走滑断层带占据了盆地中心更多的位置。

M. R. Hempton等（1986）从另一方面对左步左行雁列走滑断层形成盆地的机理进行模拟试验。他们使两条雁列断层的间距和叠距保持不变，逐渐增大断层平移量以观察盆地沉降以及其它构造变形的发展。试验表明，盆地沉降幅变与断层平移量呈线性关系，但由于受粘土粘聚性的影响，盆地并不是平移一开始就发生沉降的，而是在具有了一定平移量之后（表11-2）。沉降幅度与平移量间的关系可用下式表示：$y=0.36x-1.4$，其中y为盆

表 11-2 左步左行雁列断层盆地沉降数据表

阶 段	平 移 量 (cm)	时 间 (s)	平移速度 ($cms^{-1}\times10^{-3}$)	盆地深度 (cm)
1	0	0	1	0
2	2.0	477	4.2	0
3	3.1	716	4.6	0
4	4.1	960	4.1	0
5	5.1	1199	4.2	0.5
6	6.1	1435	4.2	0.75
7	7.1	1678	4.1	1.0
8	8.1	1916	4.2	1.5
9	10.1	2395	4.2	2.3
10	12.2	2871	4.4	3.0
11	14.2	3359	4.1	4.0
12	16.2	3836	4.2	4.5
13	18.3	4317	4.4	5.0
14	20.2	4794	4.2	6.0

地沉降量，x为断层平移量。

四、与大陆碰撞或缝合线有关的压性盆地

大陆碰撞是两大陆相向漂移的最终结果。大陆碰撞之后介于二大陆之间的海洋消亡，海洋沉积物部分被挤压褶皱成山，并由深海沉积、洋壳岩石和因碰撞而生成的混杂堆积在其间形成了一条线形地带，成为两大陆之间的分界，即缝合线。在碰撞带上可以生成两种压性盆地：前渊或前陆盆地和山间盆地。

前渊盆地成前陆盆地是在褶皱带升起过程中和升起以后在它与大陆克拉通之间形成的盆地。在安第斯型陆缘，即大洋板块与大陆板块相撞的地方，大陆板块边缘也可在挤压下变形形成褶皱山和冲断带。这种褶皱山和冲断带和在大陆碰撞带上形成的一样，都可因其加于克拉通上的负荷而使克拉通向下发生拗曲成为盆地，这种盆地也称前陆盆地。这两种盆地在演化中还可因填于其中的沉积物负荷而下沉。A. W. Bally和Snelson(1980)根据早先 Ampferer 的工作将构成此种盆地之基底的陆壳向冲断带下的俯冲作用称为A型消减。

山间盆地即发育在褶皱山内部的盆地，它们有时为褶皱山中的低褶皱区，有时为简单的向斜凹陷成复向斜，也可为残余洋盆。在褶皱带的进一步演化中，这些盆地还可遭到进一步的挤压，甚至抬升消亡。发生于缝合线上的构造应力有时还可传递到缝合线两侧几千公里以外的大陆内部，在那里产生地堑盆地或走滑断层盆地，不过其性质已不是压性的。

Bally(1975)曾称缝合线边缘的盆地为围缘盆地，内部的山间盆地为缝合线上盆地，离缝合线很远的断陷盆地为中国型盆地（指距喜马拉雅中新生代褶皱带很远的准噶尔、柴达木和吐鲁番等盆地）。后一种意见值得商榷。

第六节 沉积盆地成因机制的复合与转化

以上我们分析和讨论了形成沉积盆地的可能机制以及在该机制起主导作用情况下盆地发展演化的一般特征。形成盆地的机制虽然常不是单一的，但讨论起来还只能对每一被认

为是最基本的单一机制进行单独的分析。现在让我们再对盆地成因机制的复合与转化问题作一专门说明。

沉积盆地形成机制的复合是指沉积盆地的形成往往是多种机制复合作用的结果。其中虽有一种起主导作用，但从沉积盆地形成和整个发展来说还受其它次要作用的影响。沉积盆地形成机制的转化是指形成沉积盆地的主导机制在有些情况下会从这一种占主导地位转化为另一种占主导地位的现象。大陆裂谷（地堑）的形成和演化比较典型地反映了以上两方面的特征。试以它为例加以说明。

前已指出，裂谷的形成有主动机制与被动机制之分。两者之中除主导机制外不仅复合有其它机制，而且也都包含机制的转化。

主动机制虽简单说来是指软流圈的局部热隆起，但复合的内容却十分复杂。例如，当软流圈以热柱或热点形式局部增热时，岩石圈可因热膨胀产生隆起，也可因轻地幔物质的向上浮升（底辟）产生隆起，或者由软流圈对流物质的上涌引起隆起。隆起可以因此而产生破裂形成裂谷，也可以不破裂而只遭受剥蚀，在热源消失之后冷缩而沉降为盆地。无论在地表产生裂谷或不产生裂谷，当软流圈物质上升到岩石圈或地壳底部时，可因相变生成高密度岩石（榴辉岩等）使岩石圈发生均衡沉降，也可因壳下侵蚀发生塌陷在地表生或盆地。这些复合机制作用的结果虽不都能产生裂谷，但裂谷的形成可包含所有这些机制。

被动机制简单地说是指由应力作用生成的裂谷，但这种应力的来源和性质也是多种多样的。板块受到水平拉张生成裂谷是最普遍的一种现象。但板块局部受到挤压产生对冲断层从而生成裂谷也是有的。它也可以不先生成对冲断层而是先生成隆起，然后再沿隆起轴产生纵张破裂形成裂谷；或在碰撞造山带一侧因受侧向挤压产生垂直于造山带走向的横张破裂形或裂谷（碰撞谷）；或者受板块剪切运动的影响生成与大规模走滑运动边界有关的裂谷或由边界的剪切应力传递生成裂谷。以上裂谷从断裂的力学性质上说虽可有压性，张性和剪性之分，但它们在有些情况下当一种性质的应力占优势时，同时在不同的地段因边界条件的差异也可有另一种性质的应力存在，它也是裂谷形或的作用因素之一。在考察裂谷的形或机制时，既不能用这一局部机制概括整个裂谷的形或机制，也不能用形成裂谷的主导机制代替局部的机制。

必须强调，不论由主动机制生成的裂谷还是由被动机制生成的裂谷，地球均衡作用必定贯彻始终。一旦裂谷有水或沉积物填充时，重力因素随即发生作用。一般地说，地球均衡和重力作用在主动成被动机制起主导作用时，它们只居次要地位。但在有的时候，即当以上两种机制都减弱时，它们也可起主导作用。

在裂谷形成和发展中，主动机制和被动机制也不是彼此孤立的。主动裂谷的裂开固然是主动机制作用到一定程度的必然结果，但在什么时候和在什么地方裂开则在一定程度上或在某种场合也要受到被动机制的影响或制约。如在区域性压应力场中，压应力会阻碍裂谷的开裂；在区域性张应力场中，张应力会促进裂谷的开裂。相反，热柱或热点的存在也可影响或控制被动裂谷形成的时间和空间。以上是在裂谷的形成和发展中各种机制的复合。

在主动和被动裂谷的演化中都可能出现各自向它的对立机制转化或向另一种机制转化的现象。被动裂谷的发展引起岩石圈变薄，从而诱发软流圈底辟，最终导致主动机制起主导作用；或者使这种机制发展到占相当重要地位，以致被认为它就是一种主动机制。有些

研究者对华北裂谷的认识即是如此。另外，在裂谷发展中常出现一种从早期的断陷发展为晚期的拗陷的现象，这也是一种机制的转化。断陷可由主动机制形成，也可由被动机制形成。盆地处在断陷时期时，其最大的活动特征为除垂直沉降外还伴随有相当分量的水平拉张。而在拗陷时期则进入了以垂直沉降为主的阶段。后一阶段表明，无论是主动还是被动机制，其活动即使没有停止也说明愈来愈微弱了。控制盆地发展的动力机制已由原先的主动或被动机制转化成了重力机制或地球均衡机制。

由上述可见，研究沉积盆地形或和演化的单一机制比较简单，而研究一个具体盆地时因要研究的是形成它的复合机制以及在不同条件下各种机制的转化关系，所以便十分复杂。为此，对具体盆地进行具体的分析是研究沉积盆地形成机制及其演化的关键所在。

第七节　沉积盆地与大地构造的关系及油气资源的时空分布

一、沉积盆地与大地构造的关系

本章一开始即是将沉积盆地看做为地壳的一种基本构造单元。第五节以板块构造为基础又系统地说明了在板块不同部位和不同演化阶段可能形成的不同或因类型的沉积盆地。事实上，沉积盆地不仅不能脱离大地构造环境而独立存在，而且它的形成和演化以及其中可能生成的油气无不受大地构造环境的影响和控制。从这个意义上看，沉积盆地形成和演化的动力机制和相应的大地构造环境是统一的。虽然就某一特定大地构造环境而言，形成沉积盆地的动力机制可能是多种的，然而其中总有一种或两种常占优势地位。如前所述，在聚敛板块边缘和大陆碰撞带主要为压应力机制，在离散型板块边缘主要为张应力机制，在转换型板块边缘主要为剪应力机制以及在板块（克拉通）内部主要为重力、热力等机制等。

我国学者从不同大地构造观点对沉积盆地的形成和演化多有论述。这方面的问题在本书若干编者于1979年出版的《石油地质学》一书中已有阐述，在此不赘述。

前述各节只是从理论上探讨沉积盆地形成的机制和其演化模式，并未将沉积盆地的形成和演化，特别是其中油气赋存的情况同具体的时间和空间相联系。以下以大地构造为基础就全球规模对此问题作一简述。

二、从全球构造演化历史看油气资源分布

全球构造的发展历史从显生宙以来可分为两大阶段，即由冈瓦纳、北美、欧洲、西伯利亚和中国五块古陆从分离走向联合形成联合古陆（Pangaea）的阶段和联合古陆又逐渐解体形成现今世界的阶段（R. S. Dietz 等，1970；白顺良等，1984）。前者包括整个古生代，后者只始于中生代以至现今。对油气资源来说，早期阶段的大部分时间可能对油气的形成十分有利。因为五大古陆周边那时都面临大洋，不论是活动陆缘还是被动陆缘都可能发育有利于油气形成的盆地环境。但是后期相互碰撞的结果，使这些盆地大都被破坏了。因此，属于本发展阶段的古生代油气主要保存在当时的古陆内部，特别是劳亚超级大陆上的北美古陆和欧洲古陆。而冈瓦纳超级大陆较少，因为其上古生代沉积甚少，可能只有十分有限的海侵。晚期阶段，除因特提斯洋的闭合导致冈瓦纳超级大陆中非洲古陆和印度古陆与欧亚大陆碰撞，在其间形成了特提斯（阿尔卑斯-喜马拉雅）褶皱带以及太平洋分别

向两侧大陆下俯冲，在大陆边缘生成了环太平洋中新生代褶皱带外，其余主要表现为大陆的分裂。如冈瓦纳超级大陆分裂为非洲、南美洲、南极洲、大洋洲和印度等，劳亚超级大陆中的北美洲也再次分裂出去。此种分裂的结果，主要是在大西洋和印度洋沿岸形成范围十分广阔的离散型大陆边缘，发育了十分普遍的生油沉积。另外，在特提斯褶皱带两侧以及同其邻接的克拉通边缘（如波斯湾、北非）和环太平洋褶皱带周围也发育了许多含油气盆地。因为联合古陆分裂阶段碰撞较少，分裂陆缘沉积以建造为主，没什么破坏，所以油气不仅得以生成而且也大部得以保存。因此中新生代的油气资源比古生代丰富。从现今油气探明储量上分析，可看出油气分布有如下特征。

古生代地层中的石油储量占世界石油总储量的14%；天然气占世界天然气总储量的29%。石油大部分分布在北美和欧洲，北美占古生代石油储量的56%，天然气的35%；欧洲则分别占有32%和33%。另外，中东还分别占有11%和28%。以上几个地区总计拥有古生代石油储量的99%，天然气的96%。这些地区的含油气盆地大都坐落在克拉通上，其中沉积有比较广的海相古生代地层。

中生代地层含有的石油储量占世界石油总储量的54%，天然气占世界天然气总储量的44%。三叠纪地层中的油气不多，其中的石油主要集中在阿拉斯加北坡，天然气主要集中在阿尔及利亚。侏罗一白垩纪的石油主要分布在墨西哥湾（湾岸、墨西哥、委内瑞拉）、西欧、中亚、西伯利亚、中国和南阿根廷。这些地区的石油或与后古生代年青的克拉通坳陷有关，或与特提斯海的张开有关。就特提斯海而言，如果将坐落在其附近老克拉通上的凹陷（中东、锡尔特、第聂伯一普里皮亚特、北里海）也计算在内，整个地区则含有中生代石油储量的94.5%，天然气储量的89.5%。在这些地区中，中东又占有中生代油气储量的绝大部分，其中油占66%，气占18%。其次是西西伯利亚，石油占10%，天然气占40%。联合古陆解体生成的被动陆缘，如西非、南美东岸和澳大利亚拥有中生代油气储量的1.5%，如将北海裂谷盆地计算在内，石油储量则可上升到4%，天然气达3%。另外，在西美和东西伯利亚褶皱带的前渊分别拥有中生代油气储量的4%和8.8%。

第三纪地层中的石油储量占世界石油总储量的31%，天然气占世界天然气总储量的27%。因为第三纪在构造上同中生代有极为密切的联系，所以大部分中生代含油气盆地同时也含有第三纪油气。这样，第三纪的油气如同中生代一样也主要分布在特提斯海地区，被动陆缘、西美褶皱带以及西太平洋。

特提斯海地区总计含有第三纪石油储量的83%，天然气储量的86%，其中中东地区的石油占20%，天然气占13%；湾岸地区油气分别占10%和33%。被动陆缘第三纪的油气储量占世界第三纪油气总储量的9%。大都集中分布于尼日尔三角洲、澳大利亚的吉普斯兰盆地、印度的坎贝盆地和苏伊士湾。西美褶皱带含有第三纪石油总储量的8%，天然气总储量的5%。含油气比较丰富的盆地都位于太平洋边缘，如阿拉斯加，加利福尼亚和秘鲁等。西太平洋仅含有第三纪油气总储量的1%。它是东南亚含油带的延续，主要分布在菲律宾、我国台湾、日本和萨哈林岛。

以上在讨论油气的地质时代分布时，虽然只举出了古生代、中生代和第三纪等几个大时间间隔内油气各占的比例，但也可看出石油在地质时代上的分布是随时代变老而减少的。天然气的变化趋向虽不如油明显，但如将油和气一起计算时，仍可明显看出如此趋势。油气储量随地质时代变老而逐渐减少的原因有多种解释。归纳起来有以下几点：（1）从热

演化方面分析，石油随时间、埋深和温度的增加会逐渐转化为气，古生代油比气少的原因可能就是如此转化补偿的结果；（2）油气随时间的增长而逐渐扩散和逸散；（3）形成早的油气聚集容易被后期地质活动所破坏；（4）储集层随时间增长而深埋，孔隙率将因此而减小，它不仅可减少油气的进入面且还可将已进入的油气排出；（5）因剥蚀，沉积物总数量随年代的增加而减少；（6）从油气有机成因角度考虑，生物可能随年代变老而减少。

油气储量在地质时代上的分布除随时代变老面减少外，它在各时代上的分布也不均匀。其原因大概与以下条件有关：沉积物体积，海平面变化和有机质的沉积和保存。

总地说来，大量沉积物的堆积是形成大量油气的一个重要条件。根据对各地质时代沉积物数量的统计，以泥盆纪、侏罗一白垩纪和晚第三纪为最大，以早第三纪为最小。它们的变化趋势和目前已发现的油气大体一致。其中差别较大者如三叠纪，其沉积体积相对较大而其中油气却较少。晚白垩世又恰恰相反。

从海平面变化曲线与油气储量变化曲线的比较中可以看出（C. P. Bois等，1982），高海平面期的泥盆纪和白垩纪以及低海平面期三叠纪都和该时期的油气储量多少相一致。然而晚石炭世和晚第三纪的油气储量相对较高，却对应的是低海平面期。

控制油气储量多少的第三个条件是有机质的沉积和保存。有机质的高产出和低消耗是它可以大量沉积的必要条件。高产出必须有相应多的营养物供给。海水底层上涌区、浅海和大陆架地区的营养物供给最为丰富。在营养物供给比较充足的情况下，有机质的消耗仅受水体中氧气多少的控制。氧有限制的进人有利于有机质的保存。这种环境有湖泊、泻湖以及堰塞盆地。如果广海因极水循环的通道受阻时也可造成缺氧环境，从而利于有机质的保存。

将以上三项条件结合起来分析，油气的大量存在可能与两类盆地关系比较密切：一类是与海平面变化有关者，另一类是与盆地快速沉降有关者。从构造上看，第一类盆地应是位于克拉通和它的边缘地区者，因为它们的范围大小与海平面升降关系极为密切。例如加拿大和苏联的一些泥盆纪克拉通盆地，还有中东和西西伯利亚的中生代盆地也应属之。第二类盆地主要发育在活动带内部或其边缘附近以及一些被动陆缘地区，如湾岸和尼日尔三角洲。

总地说来，油气在地质时代上的分布虽有一定趋势，但影响它的因素比较多。以上还没有涉及位于不同大地构造环境的盆地类型问题，后者将给沉积作用和热演化历史等以严重影响，所以也至关重要。

三、全球构造与油气资源分布

通过对全球构造历史演化的再造可以看出，全球的克拉通可以简单地分为两组：一组为南方克拉通，即冈瓦纳超级大陆，它在整个古生代都是一个单一大陆；另一组为北方克拉通，即劳亚超级大陆，它除在古生代东有短暂的联合外，大都保持今天这样的地理分布。两组克拉通自泥盆纪以来其间即被一走向东西的大洋所分隔，C. P. Bois等（1982）称其为中间洋（Mesogean）。他认为，由于两组克拉通间的碰撞，中间洋周期性地局部关闭。中间洋在泥盆纪时位于赤道以南，后来逐渐向北迁移，达于北半球。联合古陆形成以后，它成为特提斯海；联合古陆解体，欧亚大陆与冈瓦纳大陆缝合，中间形成了今地中海。中间洋象一条对称轴，几乎相等地分开了冈瓦纳和劳亚大陆的油气储量，使每组克拉通上的最终油气储量都大约为$120\times10^9m^3$（天然气按热当量换算为油）。冈瓦纳大陆富油（占总储

量75%)，而劳亚大陆富气（占总储量51%)。同样，沥青砂的储量在两组克拉通上的分布也几乎相等（每组约为$170\times10^9m^3$)。

世界上的大部分油气储量基本上是沿中间洋轴分布的。沿中间洋边缘沉积的生油岩和储集岩生成和聚集了世界石油储量的75%以上，天然气的62%以上。这些油气大体上分布在以下地区或盆地之中：中东、北美东南的克拉通盆地、加勒比、欧洲、中东和东南亚的中新生代前渊、山间盆地和弧后盆地、湾岸地区以及与中间洋伴生的许多槽地之中。包括在中间洋领域的墨西哥和加勒比地区，其中的油气也受到了西美和太平洋活动带作用的影响。中间洋地区非常适宜于油气赋存的原因可能是古生代、中生代和第三纪至少三次交替开合导致盆地多期形成、发育和变形的结果。

太平洋地区不如中间洋地区有利。这里的油气仅占世界6%，大部都与镶在太平洋东侧的活动带有关，主要分布在北美落基山和北极坡间的科迪勒拉前渊和加利福尼亚的山间盆地中。南美（厄瓜多尔、秘鲁、玻利维亚、阿根廷）和西太平洋（我国台湾、日本、萨哈林岛）的油气储量较之东太平洋更少。太平洋区油气不甚丰富的原因可能是太平洋活动边缘和活动带持续活动妨碍了中生代大型克拉通及其边缘盆地的形成和发展。

除中间洋和太平洋地区外，油气主要赋存在西西伯利亚和东欧的克拉通盆地、南大西洋的裂谷盆地以及中国的一些盆地。在这些盆地中以西西伯利亚含油气最丰，拥有世界石油储量的6%，天然气储量的18%。

克拉通盆地约含世界油气储量的45%，如果加上克拉通边缘盆地，百分数可以上升到62%。这些盆地多发育于古生代，有些因受中间洋发展的影响在中生代和第三纪时继续发生沉降（如北非和阿拉伯)。西西伯利亚是位于年青克拉通之上的最大的一个盆地。克拉通盆地中的油气几乎只赋存在古生代和中生代地层之中，第三纪地层中则甚少。其原西可能是因该时代地层较薄，油气难以成熟。但相反在象马拉开波那洋的克拉通边缘盆地却拥有较丰的第三纪油气。

拉开盆地及其伴生槽地拥有世界油气储量的15%。这一情况说明，在个别地区可能出现十分利于油气形成和聚集的地质和地球化学环境，如湾岸、尼日利亚、利比亚和北海等地的盆地。这些盆地的含油气层时代以盆地形成的时间而定，其中中生代和第三纪占绝对优势，只有第聂泊-普里皮亚特槽地是古生代地层产油。

与活动带有关的盆地，如克拉通边缘地区、前渊、山间盆地和弧后盆地等，约占世界油气储量的4%，其在地质时代上的比例从古生代向第三纪逐渐增大。其中古生代油气绝大部分赋存在克拉通边缘地区（克拉通沉积后来被埋在前渊沉积之下)，如北美克拉通西部和东南部。古生代前渊中的油气储量较少，只有美国的阿科马盆地较丰。但是在与西美、地中海、南亚和东南亚活动带有关的快速沉降盆地中，其油气储量从中生代向第三纪逐渐增大。这类盆地在加利福尼亚、加勒比、南欧和中欧、中东、中亚、南亚和中国一带发育最好。

主要参考文献

1．白顺良、翦万筹等编译，1984，地质历史与板块构造。地质出版社。

2．赵重远，1981，沉积盆地成因与地球的均衡作用。石油与天然气地质，第2卷1期。

3．赵重远，1983，鄂尔多斯地块西缘构造演化及板块应力机制初探。鄂尔多斯盆地西缘地区石油地质论文集，内蒙古人民出版社。

4. Angevine, C. L., Turcotte, D. L., 1981, Thermal subsidence and compaction in sedimentary basins; Application to Baltimore canyan trough. Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull., Vol. 65, No. 2, p. 219—225,

5. Artemjev, M. E., Artyshkov., E. V., 1971, Structure and isostasy of the Baikal rift and the mechanism of rifting. J. Geophys., Vol. 76, p. 1197—1211.

6. Artyushkov, E. V., Shlesingger, A. E., Yanshin, A. L., 1980, The origin of vertical crustal movements within Lithospheric plates. in; Bally, A. W., et al,, eds., Dynamics of plate interiors. Geobynamics series 1, Printed in USA, p. 37—51.

7. Bally, A. W., 1980, Basins and subsidence——a summary. in; Bally, A. W., et al, eds., Dynamics of plate interiors. Geodynamics series 1, Printed in USA, p. 5-20.

8. Bally, A. W., Snelson, S., 1980, Realms of subsidence. in; Miall, A. D., ed. Facts and principles of world petroleum occurrence. Can. Soc. Petrol. Geol., Mem. 6, p. 9-14.

9. Bois, C. P., Bouche, P., Pelet, R., 1982, Global geological history and distribution of hydrocarbon reserves. Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull., Vol. 66, No. 9, p. 1248—1270.

10. Bott, M. H. P., 1971, Evolution of young continental margins and formation of shelf basins. Tectonophysics, Vol. 11, No. 3—4, p. 319—327.

11. Bott, M. H. P., 1976, Formation of sedimentary basins of graben type by extension of the continental crust. Tectonophysics, Vol. 36, No. 1—4, p. 77—86.

12. Bott, M. H. P., Kusznir, N. J., 1979, Stress distribution associated with compensated plateau uplift structures with application to the continental spliting mechanism. Geophys. J. R. Astron. Soc., Vol. 56, p. 451—459.

13. Bott, M. H. P., 1980, Mechanisms of subsidence at passive continental margins. in; Bally, A. W., et al. eds., Dynamics of plate interiors, Geodynamics series 1, Printed in USA, p. 27—35.

14. Bott, M. H. P., 1980, The mechanism of continental spliting. Tectonophysics, Vol. 81, No. 3—4, p. 301—309.

15. Bott, M. H. P., Mithen, D. P., 1983, Mechanism of graben formation——the wedge subsidence hypothesis. in; Morgan, P., Baker, B. H. eds., Processes of continental rifting. Tectonophysics, Vol. 94, No. 1—4, p. 11—22.

16. Burke, K., 1976, The Chad basin; an active intracontinental basin. Tectonophysics, Vol. 36, No. 1—4, p. 179—206.

17. Dickinson, W. R., Yarborough, H., 1977, Plate tectonics and hydrocarbon accumulation. Amer. Assoc. Petrol. Geol., Continuing education course note, Series 1, p. 1—56.

18. Dietz, R. S., Holden, J., 1970, Reconstruction of Pangaga; Breakup and dispersion of continents, Permian to present. Jour. Geophys. Research, Vol. 75, p. 4939—4956.

19. Fischer, A. G., 1975, Origin and growth of basins. in; Fischer, A. G., Judson, S. eds., Petroleum and global tectonics. Princeton University Press, Princeton, New Jersey, U. S. A. p. 47—79.

20. Forsyth, D., Uyeda, S., 1975, On the relative importance of the driving forces of plate motion. Geophys. J. R. Astron. Soc., Vol. 43, p. 163—200.

21. Hamilton, E. L., 1959, Thickness and consolidation of deepsea sediments. Geol. Soc. Am. Bull., Vol. 70, No. 11, p. 1399—1424.

22. Hempton, M. R., Neher, K., 1986, Experimental fracture, strain and subsidence patterns over en echelon strike-slip faults; implications for the structural evolution of pull-apart basins. J. of Structural Geology, Vol. 8, No. 6, p. 597—605.

23. Haxby, W. F., Turcotte, T. L., Bird, J. M., 1976, Thermal and mechanical evolution of the Michigan basin. in; Bott, M. H. P. ed., Sedimentary basins of continental margins and cratons. Tectonophysics, Vol. 36, No. 1—4, p. 57—75.

24. Hsu, K. J., Cita, M. B., Ryan, W. B. F., 1973, The origin of the Mediterranean evaporites. in; Initial

reports of the deep-sea drilling project, vol. XII, Part 2, Government Printing Office, Washington, D. C., p. 1203—1236.

25. LePichon, X., Laugseth Jr., M. G., 1969, Heat-flow from the mid-ocean ridges and sea-floor spreading. Tectonophysics, Vol. 8, No. 3—4, p. 319—344.

26. LePichon, X., Francheteaun, J., Bonnin, T., 1973, Plate tectonics. Elsevier, Amsterdan.

27. Menard, H. W., 1960, The East Pacific rise. Science, Vol. 132, p. 1737—1746.

28. Menard, H. W., 1969, Elevation and subsidence of oceanic crust. Planet, Lett., Vol. 6, No. 275—284.

29. McKenzie, D. P., Sclater, J. G., 1969, Heat flow in the eastern Pacific and sea-floor spreading. Bull. Volcanol., Vol. 33, No. 1, p. 101—118.

30. McKenzie, D. P., 1978, Some remarks on the development of sedimentary basins. Earth and Planet. Sci. Lett., Vol. 40, p. 25—32.

31. Parsons, B., Sclater, J. G., 1977, An analysis of variation of ocean floor bathymetry and heat flow with age. Jour. Geophys. Research, Vol. 82, p. 802—825.

32. Reading, H. G., 1980, Characteristics and recognition of strike-slip fault systems. in: Ballance, P. F., Reading, H. G., eds., Sedimentation in oblique-slip mobile zones. Internat. Assoc. Sediment. Spec. Publ. 4.

33. Rodgers, D. A., 1980, Analysis of pull-apart basin development produced by en echelon strike-slip faults. in: Ballance, P. F., Reading, H. G., eds., Sedimentation in obliqve-slip mobile zones. Internat. Assoc. Sediment. Spec. Pabl. 4.

34. Royden, L., Sclater, J. G., von Herzen, R. P., 1980, Continental margin subsidence and heat flow—important parameters in formation of petroleum hydrocarbons. Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull., Vol. 64, No. 1, p. 173—187.

35. Sclater, J. G., Francheteaun, I., 1970, The implications of terrestrial heat-flow observations on current tectonics and geochemical models of the crust and upper mantle of the earth. Geophys. J., Vol. 20, p. 509—542.

36. Sclater, J. G., Anderson, R. N., Bell, M. L., 1971, Elevation of ridges and evolution of the central eastern Pacific. Jour. Geophys. Research, Vol. 76, p. 7888-7915.

37. Shanmugam, G., Walker, K. R., 1980, Sedimentation, subsidence, and evolution of a foredeep basin in the middle Ordovician, Southern Appalachians. Am. Jour. Science, Vol. 280, p. 479—496.

38. Sleep, N. H., 1971, Thermal effects of the formation of Atlantic continental margins by continental breakup. Geophys. J. R. Astron. Soc., Vol. 24, p. 325—350.

39. Sleep, N. H., 1969, Sensivity of heat-flow and gravity to the mechanism of sea-floor spreading. Jour. Geophys. Reseach, Vol. 74, p. 542—549.

40. Sobolev, S. V., 1978, Models of the lower part of the crust on continents with due cousideration of the gabbro-eclogite phase transition in petrological problems of the crust and upper mantle. Novosibirsk, NAUKA, p. 347-355. (in Russian)

41. Vening Meinesz, F. A., 1950, Les graben africains, resultat de compression ou de tension dans la croute terestre? Bull. Inst. R. Colonial Belge, Vol. 21, p. 539—552.

42. Walcott, R. I., 1970, Flexural rigidity, thickness and viscosty of the Lithosphere. Jour. Geophys. Research, Vol. 75, p. 3941—3954.

43. Watts, A. B., Ryan, W. B. F., 1976, Flexure of the Lithosphere and continental margin basins. Tectonophysics, Vol. 36, No. 1—4, p. 25—44.